Atena Editora
Ano 2021

HERNÁN LUIS CASTILLO GARCÍA
LUIS ALFONSO ANGAMARCA LLIGUIN
FABIÁN RICARDO OJEDA PARDO
DAVID ISAAC CUENCA GUALAN

INTRODUCCIÓN A LA PETROGRAFÍA

Atena Editora
Ano 2021

HERNÁN LUIS CASTILLO GARCÍA
LUIS ALFONSO ANGAMARCA LLIGUIN
FABIÁN RICARDO OJEDA PARDO
DAVID ISAAC CUENCA GUALAN

INTRODUCCIÓN A LA PETROGRAFÍA

Editora Chefe
Profª Drª Antonella Carvalho de Oliveira
Assistentes Editoriais
Natalia Oliveira
Bruno Oliveira
Flávia Roberta Barão
Bibliotecária
Janaina Ramos
Projeto Gráfico e Diagramação
Natália Sandrini de Azevedo
Camila Alves de Cremo
Luiza Alves Batista
Maria Alice Pinheiro
Imagens da Capa
Shutterstock
Edição de Arte
Luiza Alves Batista
Revisão
Os Autores

Todos os manuscritos foram previamente submetidos à avaliação cega pelos pares, membros do Conselho Editorial desta Editora, tendo sido aprovados para a publicação com base em critérios de neutralidade e imparcialidade acadêmica.

A Atena Editora é comprometida em garantir a integridade editorial em todas as etapas do processo de publicação, evitando plágio, dados ou resultados fraudulentos e impedindo que interesses financeiros comprometam os padrões éticos da publicação. Situações suspeitas de má conduta científica serão investigadas sob o mais alto padrão de rigor acadêmico e ético.

Ano 2021

Ciências Exatas e da Terra e Engenharias

Introducción a la petrografía

Editora Chefe:	Profª Drª Antonella Carvalho de Oliveira
Bibliotecária:	Janaina Ramos
Diagramação:	Camila Alves de Cremo
Correção:	Flávia Roberta Barão
Edição de Arte:	Luiza Alves Batista
Revisão:	Os Autores
Autores:	Hernán Luis Castillo García
	Luis Alfonso Angamarca Lliguin
	Fabián Ricardo Ojeda Pardo
	David Isaac Cuenca Gualan

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

I61 Introducción a la petrografía / Hernán Luis Castillo García, Luis Alfonso Angamarca Lliguin, Fabián Ricardo Ojeda Pardo, David Isaac Cuenca Gualan – Ponta Grossa - PR: Atena, 2021.

Formato: PDF
Requisitos de sistema: Adobe Acrobat Reader
Modo de acesso: World Wide Web
Inclui bibliografia
ISBN 978-65-5706-801-4
DOI 10.22533/at.ed.014212402

1. Petrologia. 2. Estruturas. 3. Metamorfismo. 4. Petrografia. 5. Rochas. 6. Texturas. I. Castillo García, Hernán Luis. II. Angamarca Lliguin, Luis Alfonso. III. Ojeda Pardo, Fabián Ricardo. IV. Título.

CDD 552

Elaborado por Bibliotecária Janaina Ramos – CRB-8/9166

Atena Editora
Ponta Grossa – Paraná – Brasil
Telefone: +55 (42) 3323-5493
www.atenaeditora.com.br
contato@atenaeditora.com.br

DECLARAÇÃO DOS AUTORES

Os autores desta obra: 1. Atestam não possuir qualquer interesse comercial que constitua um conflito de interesses em relação ao artigo científico publicado; 2. Declaram que participaram ativamente da construção dos respectivos manuscritos, preferencialmente na: a) Concepção do estudo, e/ou aquisição de dados, e/ou análise e interpretação de dados; b) Elaboração do artigo ou revisão com vistas a tornar o material intelectualmente relevante; c) Aprovação final do manuscrito para submissão.; 3. Certificam que os artigos científicos publicados estão completamente isentos de dados e/ou resultados fraudulentos; 4. Confirmam a citação e a referência correta de todos os dados e de interpretações de dados de outras pesquisas; 5. Reconhecem terem informado todas as fontes de financiamento recebidas para a consecução da pesquisa.

SUMARIO

GLOSARIO

Intersticial: Que ocupa los intersticios que existen en un cuerpo o entre dos o más.

Intersticio: Hendidura o espacio, por lo común pequeño, que media entre dos cuerpos o entre dos partes de un mismo cuerpo.

Geosutura: Zona de debilidad amplia y muy profunda de la corteza terrestre a lo largo de la cual puede producirse desplazamientos o empujes horizontales.

Apófisis: Ramificación lateral de una vena, dique o filón en una roca encajante.

Aureolas: Sectores periféricos con respecto a un centro con características menos pronunciadas que la parte central.

Sill: Cuerpo intrusivo en forma de manto que se ubica entre dos capas sin perturbar los planos de estratificación.

Essexita: Nombre ampliamente utilizado para una variedad de gabros alcalinos.

Epiplutónico: Cuerpo que surge después del fenómeno que ocurre al final del proceso magmático por el lento enfriamiento.

Geosinclinal: Estructuras fundamentalmente sedimentarias mayores de la corteza terrestre. Se trata de cuencas alargadas rellenas de sedimentos en capas de gran espesor, por lo que se han cedido a la presión superior y han formado los consabidos hundimientos.

Negmatolítico: Término relacionado a una composición magmática rara o diferente a la masa general que originan minerales poco comunes.

Colada: Lava que corre por la pendiente y que se enfría y endurece originando rocas volcánicas típicas (coladas volcánicas).

Orogénicas: Regiones donde se forman las montañas por movimientos de la corteza terrestre.

Orogenia: Fases en la formación de los plegamientos.

Resorción: Refusión parcial o solución de un fenocristal en una roca ígnea porfídica.

Anatexia: Proceso de regeneración de magma mediante la fusión de rocas preexistentes.

Neumatolítica: Cambios ocasionados por acción de sustancias gaseosas calientes, asociados a una actividad ígnea.

Propilitización: Proceso para la formación de un tipo de andesita que contiene muchos minerales, fundamentalmente pirita.

Geotectónica: Rama de la Geología que se ocupa de las leyes de la constitución de la Tierra, de los movimientos de la corteza terrestre y de los desplazamientos de

masas.

Escudo: Núcleo continental consolidado, formado por rocas precámbricas (Escudo canadiense, escudo báltico, escudo siberiano, escudo mongol, entre otros).

Metasomatismo: Reemplazamiento de un mineral por otro de composición diferente. Supone una reacción química entre los minerales que forman la roca y el medio que los rodea. (Por ejemplo, la caliza se convierte en espato de hierro II FeCO3).

Orbicular: Término que se utiliza para describir una estructura formada por grandes masas esféricas o sub-esféricas, compuestas de capas concéntricas de diferente composición mineral. Los tamaños van de 2 a 15 cm de diámetro.

Apófisis: Término aplicado a formas de masas en rocas ígneas.

Cúpulas: Pequeñas protuberancias en forma de domo que se proyecta desde el cuerpo principal de una intrusión ígnea mayor.

Refusión: Solución parcial de un fenocristal de una roca porfirítica.

Domo: Pliegue anticlinal sin un claro desarrollo del alineamiento de la cresta, de manera que las capas involucradas buzan en todas direcciones desde un área central, como una tasa invertida, pero por lo común deformada, es lo contrario de una cuenca.

Eutéctico: Proceso de cristalización de dos minerales a la misma temperatura.

Ofiolita: Lava básica y ultrabásica e intrusiones menores asociadas con el relleno de un geosinclinal. El término se aplica así mismo a los equivalentes metamórficos que son normalmente ricos en albita y anfíboles.

Cumulítica: Acumulaciones a manera de apilamiento de masas ígneas.

ZAVARITSKII. Aleksandr Nicolaevich (1884-1952). Ruso. Petrólogo. Académico de la Academia de Ciencias (Rusia), un especialista en la petrología de los depósitos de minerales. Profesor del Instituto de Mineral de Geología, Petrografía, Mineralogía y Geoquímica (IGEM).

INTRODUCCIÓN

La Petrografía, es parte o complemento de la Petrología, y ésta como una de las geo-ciencias, se dedica al estudio integral de las rocas, previa división en clases, subclases, tipos.

Para el entendimiento o comprensión de lo que es roca se tiene que introducir de forma obligada a aspectos relacionados a la Petrología, que es la ciencia que estudia los materiales de la corteza terrestre en sus diferentes aspectos como son: la génesis, la composición mineralógica, la textura y la estructura, las ubicaciones, las alteraciones (diagénesis, metamorfismo), yacimientos rocosos, relaciones entre los diferentes tipos de rocas, los usos o aplicaciones.

Consecuentemente en este documento de trabajo se introduce brevemente aspectos antes enunciados, para que el estudiante comience con criterios claros y precisos y pueda continuar a la parte correspondiente de lo que es la descripción de cada una de las rocas en función de la textura y estructura, lo que corresponde específicamente a la Petrografía. Para que este documento sea más asequible al estudiante, incluso para aquellos que no tengan ideas claras de Geología, se utiliza un lenguaje claro y sencillo de tal manera que se entienda en su totalidad. Con esta intensión se presenta además gráficos, esquemas, tablas, imágenes (fotografías) de rocas conocidas en el medio local, provincial, regional y nacional.

El primer capítulo trata de generalidades, luego se pasa a ver lo que son las rocas ígneas, a continuación, se ve lo que corresponde a las rocas sedimentarias y finalmente se aborda la parte correspondiente a las rocas metamórficas. Cada una de estas partes está desarrollada en los correspondientes acápites.

OBJETIVOS

1. Mostrar, definir y estudiar los principales rasgos mineralógicos, texturales y estructurales de las rocas que posibilitan a su fácil identificación, no sólo a los geólogos, sino a todas las personas que hacen ciencia y tecnología, más que todo a los estudiantes que tienen relación directa o indirectamente con las geo-ciencias.

2. Establecer las bases teórico-prácticas y de laboratorio destinadas a sintetizar y describir las rocas que comprenden un sector, una zona, o una región del globo terrestre.

3. Identificar, describir, interpretar los diferentes tipos de rocas existentes en la corteza terrestre.

4. Reconocer sin temor a equivocarse las variedades de todas las rocas a nivel de laboratorio y en los lugares de afloramiento (in situ).

5. Recomendar el uso de las rocas de acuerdo a las propiedades y características

que ellas posean en su estado natural o en base de ser trabajadas de acuerdo a las necesidades tecnológicas.

6. Identificar y cuantificar los componentes de materiales rocosos (minerales metálicos y no metálicos) con fines de una explotación industrial.

7. Posibilitar la comprensión del complejo proceso geológico endógeno y exógeno para la formación de las rocas en sus diferentes clases y subclases.

GENERALIDADES

1 I CONCEPTO DE PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA

1.1 Petrografía

El término proviene de dos voces griegas: PETRO = piedra; GRAFO = describir. Por lo tanto, "Petrografía es la descripción sistemática de las rocas en base a la textura y estructura".

1.2 Petrología

Este término proviene así mismo de dos voces griegas: PETRO = PIEDRA; LOGO = TRATADO O CIENCIA; es decir, la Petrología es el estudio de las rocas en todos sus aspectos: la composición mineralógica, la textura y estructura, sus orígenes (petrogénesis), localizaciones, alteraciones (diagénesis, metamorfismo, etc.) y sus relaciones con otras rocas.

Diagénesis: Transformación de un sedimento en roca.

Petrogénesis: Proceso de formación de una roca.

2 I ROCA

Desde el punto de vista geológico, roca es cualquier masa de materia mineral, esté consolidada o no, que forma parte de la corteza terrestre. En un sentido más estricto, **roca es un agregado natural cohesionado de minerales y otras partículas (mineraloides, vidrio, fragmentos líticos, etc.)**; o también puede decirse que roca es el producto final de la evolución de sistemas físico-químicos desarrollados por actividad geológica exógena o endógena.

Gráf. 1. Granito (Roca ígnea intrusiva)

Las rocas pueden ser de una especie mineral, por lo que son llamadas rocas mono-minerales, como el yeso o el cuarzo; pero generalmente las rocas son agregados de muchos minerales, a éstas se las denomina rocas poli-minerales, como el granito, la caliza, el conglomerado, etc.

Mineral. - es un cuerpo homogéneo de origen natural que se encuentra formando la corteza terrestre como fruto de combinaciones químicas. Por ejemplo, la anhidrita, la halita, el cuarzo, la turmalina, etc.

Gráf. 2. Turmalina (Mineral ferromagnesiano)

3 I CLASIFICACIÓN GENERAL DE LAS ROCAS

Las rocas se clasifican de la siguiente manera:

CLASES	*SUBCLASES*	*CARACTERÍSTICAS*
ÍGNEAS	INTRUSIVAS	Formadas dentro de la corteza terrestre por el enfriamiento, cristalización y consolidación del magma.
	EXTRUSIVAS	Formadas por el enfriamiento, cristalización y consolidación de lava y piroclastos arrojados por los volcanes. Este proceso tiene lugar sobre la superficie terrestre.
	FILONIANAS	Formadas a profundidades muy pequeñas por el enfriamiento y cristalización de los componentes de conductos volcánicos, diques y otras formas rocosas pequeñas.
SEDIMENTARIAS	CLÁSTICAS	Formadas por fragmentos de rocas preexistentes.
	NO CLÁSTICAS	Formadas por procesos químicos.
	BIOCLÁSTICAS	Formadas por fragmentos de organismos vivos.
METAMÓRFICAS	FOLIADAS	Formadas por un metamorfismo regional de bajo grado.
	BANDEADAS	Formadas, por un metamorfismo regional de alto grado.
	MASIVAS	Formadas por un metamorfismo de contacto y por la re-cristalización de los minerales de las rocas preexistentes.

Cuadro 1: Clasificación general de las rocas

4 I CICLO DE LAS ROCAS

Conjunto de una serie de fenómenos geológicos u operaciones naturales que se repiten ordenadamente en la formación de los tres principales tipos de rocas en el planeta Tierra. El estudio del ciclo de las rocas fue presentado por James Hutton a finales del siglo XVIII.

Existen relaciones definidas entre las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Con el tiempo, y alterando las condiciones, cualquiera de estos tipos de roca puede cambiar en otra forma. Estas relaciones constituyen un ciclo, como se indica en el gráfico siguiente. Esta es simplemente una manera de señalar los varios procesos que sufren los materiales de la Tierra.

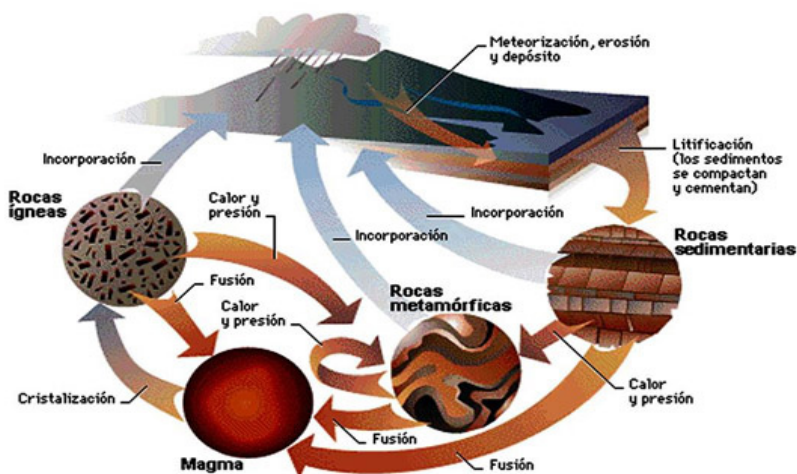



Gráfico 3. Proceso de formación de los tres principales tipos de rocas

El ciclo de las rocas ilustra la transformación de cada uno de los tres tipos básicos de rocas (ígneas, sedimentarias y metamórficas) en alguno de los otros dos o incluso de nuevo en su mismo tipo. Los sedimentos compactados y cementados forman rocas sedimentarias que, por efecto del calor y la presión, se transforman en metamórficas; los materiales fundidos y solidificados forman las rocas ígneas. Esta transformación de las rocas conlleva la presencia de estadios o etapas de este proceso.

Etapa 1: Formación de las rocas ígneas

La primera etapa del ciclo es la formación de la roca ígnea. Esto tiene lugar cuando el material fundido llamado magma se enfría y solidifica en forma de cristales entrelazados. Las rocas ígneas pueden formarse como materiales intrusivos, que penetran en otras rocas

más antiguas a través de grietas profundas bajo la superficie terrestre antes de enfriarse; o como materiales extrusivos (formados después de las erupciones volcánicas) que se depositan en la superficie terrestre después de haber sido expulsados en erupciones a través de los cráteres y fisuras volcánicas. Los materiales intrusivos comprenden rocas cristalinas, como el granito, el gabro, la diorita; mientras que los extrusivos agrupan las lavas y otros materiales análogos, como las andesitas, las riolitas, los basaltos, etc.

Etapa 2: Formación de las rocas sedimentarias

La segunda etapa del ciclo tiene lugar cuando las rocas ígneas quedan expuestas a diversos procesos naturales en la superficie terrestre, como meteorización, erosión, transporte y sedimentación. Los primeros fenómenos (meteorización y erosión) disgregan el material de las rocas en grandes y diminutas partículas que son transportadas por las corrientes de agua ya sean temporales o permanentes, se acumulan como sedimentos en las bajas llanuras próximas o a lo largo y ancho de los causes de los ríos, en las cuencas lacustres y/o finalmente en los mares y océanos. Estos depósitos sedimentarios quedan compactados por el peso de las sucesivas capas de material y también pueden quedar cementados por la acción del agua que llena los poros. Como consecuencia, los depósitos se transforman en roca en un proceso llamado litificación. Son rocas sedimentarias las areniscas, las calizas, los conglomerados, etc.

Etapa 3: Formación de las rocas metamórficas

La tercera etapa del ciclo tiene lugar cuando las rocas sedimentarias quedan enterradas a gran profundidad o se ven afectadas por la formación de montañas (orogénesis), que se asocia con movimientos de las placas de la corteza terrestre. Quedan de esta forma expuestas a grandes presiones y fuertes temperaturas, y así se transforman en rocas metamórficas. Por ejemplo, la arcilla se convierte en pizarra, y el granito puede transformarse en gneiss; una forma de caliza se convierte en mármol cuando se ve sometida a estos fenómenos.

Etapa 4: Fin del ciclo

El ciclo se cierra en la cuarta etapa, cuando las rocas metamórficas quedan sometidas a niveles de calor y presión aún mayores y se transforman en magma y ésta a su vez al enfriarse se transforma en roca ígnea.

Variaciones o interrupciones del ciclo de las rocas

Si el ciclo no sufre interrupciones, el proceso se desarrolla completamente, como se indica en el gráfico anterior con las flechas externas a partir del magma, pasando por las rocas ígneas, los sedimentos, las rocas sedimentarias y las metamórficas, para transformarse nuevamente en magma. Sin embargo, el ciclo se puede interrumpir en diversos puntos a lo largo del circuito para seguir el camino indicado por alguna de las flechas que cruzan el sistema.

Por lo tanto, el orden de este ciclo no es rígido. Una roca ígnea, por ejemplo, puede transformarse en metamórfica por efecto del calor y la presión sin pasar por la fase sedimentaria. Asimismo, las rocas sedimentarias y metamórficas pueden convertirse en material que forma nuevas rocas sedimentarias. El ciclo clásico de las rocas que se acaba de describir se ha puesto recientemente en relación con la tectónica de placas. El ciclo comienza con la erosión de un continente. El material del continente se acumula en sus bordes y se puede compactar por litificación y transformarse en roca sedimentaria. Con el tiempo, el borde continental se transforma en borde de placa convergente (es decir, empujada contra otra placa). En esta línea, las rocas sedimentarias pueden transformarse por efecto de las altas presiones en cinturones de rocas metamórficas. Pero poco a poco los sedimentos que no han formado montañas se ven arrastrados por subducción hacia el fondo de la corteza. Allí sufren un metamorfismo aún mayor, hasta alcanzar grados de presión y temperatura tan elevados que se funden y se convierten en magma. Éste a su vez se convierte en roca ígnea que puede volver a la superficie terrestre, bien en forma extrusiva a través de un volcán, o bien por exposición de la roca ígnea intrusiva a consecuencia de la erosión. La meteorización y la erosión atacan las rocas ígneas, las transportan hasta el borde continental y el ciclo comienza de nuevo.

5 | MINERALES PETROGRÁFICOS

Si se considera que las rocas ígneas se inician con el enfriamiento, solidificación y cristalización del magma, el conjunto heterogéneo de este sólido está formado por un sinnúmero de sustancias homogéneas llamadas minerales, pues estos minerales son los llamados minerales petrográficos y constituyen los minerales fundamentales de las rocas ígneas, son los denominados silicatos. A continuación, se menciona algunos de ellos:

1. Cuarzo.
2. Feldespatos alcalinos (potásicos).
3. Feldespatos sódico-cálcicos (Plagioclasas)
4. Micas (muscovita, biotita, flogopita).
5. Hornblenda.
6. Piroxenos.
7. Olivino.

Cuarzo. - De fórmula química SiO_2, considerado por algunos mineralogistas como un óxido, constituye uno de los minerales más ampliamente distribuidos en la corteza terrestre. Como se sabe la unión Si – O constituye el enlace más fuerte y, por lo tanto, el cuarzo no se combina con otros minerales, es decir no es susceptible de alterarse. En la práctica se demuestra por la ausencia de costras en el cuarzo, que son características de otros minerales con los cuales se suele confundir, por ejemplo, con los feldespatos o con la calcita.

El cuarzo es uno de los minerales que presenta muchas formas cristalinas, dependiendo de las condiciones en las cuales se formó. Generalmente se produce en circunstancias excepcionales, principalmente por soluciones hidrotermales o pneumatolíticas, que encontraron las condiciones de espacio y tiempo necesarias para la formación de tan perfectos cristales. Como consecuencia de esta particularidad, al cuarzo se lo ha clasificado en tres grandes grupos: el cuarzo alfa, el cuarzo beta y el cuarzo de rellenos o cuarzo amorfo.

El **cuarzo alfa (α)**, se forma por debajo de los 573º C y cristaliza en el sistema hexagonal como prismas de seis caras terminadas en caras de romboedros y es denominado cuarzo de baja temperatura. Estas formas de cuarzo son típicas de las soluciones hidrotermales (presentes en el yacimiento polimetálico de Portovelo-Zaruma); se presentan en forma de drusas.

El **cuarzo beta (β)**, se forma por sobre los 573º C, es típico de rocas volcánicas, tiende a formar bipirámides sin caras de prisma. Cuando este cuarzo se enfría por debajo de 573º C, se transforma en cuarzo de baja temperatura, pero su forma cristalográfica queda preservada, por lo cual en las rocas ígneas el cuarzo siempre tiene hábito de alta temperatura.

El **cuarzo de relleno** es aquel que se forma a partir de soluciones silíceas a considerable profundidad y temperatura, rellenando toda clase de espacios generalmente pequeños como grietas, poros, etc., que se producen más comúnmente en las rocas ígneas efusivas y metamórficas. Este cuarzo en la mayoría de los casos es amorfo y de coloración variada, dependiendo de los elementos químicos en trazas como contaminantes.

En común, el cuarzo presenta caracteres distintivos, que lo hacen fácilmente reconocible. En primer lugar, su dureza es 7, es decir, no puede ser rayado por una navaja, pero éste lo raya al vidrio. Su peso específico es 2,65. Además no presenta exfoliación, sino fractura concoidal característica. Generalmente es incoloro, en los dos primeros tipos (alfa y beta) o ligeramente ahumado, blanco lechoso o diversos colores en los cuarzos de relleno.

La variedad en la coloración del cuarzo se debe a inclusiones de elementos químicos en forma de trazas (amatista, citrino, ojo de tigre, cuarzo rutilado, etc.). Como es de esperar, esta característica determina la denominación de los distintos tipos de cuarzo.

Feldespatos. - Los feldespatos constituyen el grupo de los minerales más importantes de las rocas ígneas y, en general, de la corteza terrestre. Se puede afirmar que el nombre de una roca ígnea depende del tipo y cantidad de feldespato que ésta posea. Los feldespatos se dividen en dos grupos: feldespatos potásicos (propiamente dichos) y feldespatos sódico-cálcicos (plagioclasas). Feldespato potásico es un nombre genérico que agrupa algunos minerales como **microclina** (coloración verdosa), **adularia** (de coloración gris verdosa a incolora), **ortosa** (incoloras a blancas, rosadas, amarillentas, azuladas o grises), **sanidina** (incolora, blanquecina, amarillenta). Todos los feldespatos potásicos son maclados y sus caras son estriadas en muestras macroscópicas (una serie de líneas paralelas).

CLASIFICACIÓN DE LOS FELDESPATOS ALCALINOS			
Ord.	**Nombre**	**F. Química**	**Color**
01	Adularia	(Si6O18) Al2Be3	Gris verdoso a incolora
02	Microclina	K(AlSi3O8) (sistema triclínico)	Verdosa
03	Ortosa	K(AlSi3O8) (sistema monoclínico)	Rosadas, amarillentas, azuladas, grises o incoloras.
04	Sanidina	$(K,Na)(Si,Al)_4O_8$	Incolora, blanquecina, amarillenta

Cuadro 2. Clasificación de los feldespatos

Plagioclasas (feldespatos sódico-cálcicos).- En las plagioclasas son características las maclas polisintéticas, denominadas “maclas de la albita”. La solución sólida de las plagioclasas constituye una serie, cuyos dos extremos se acercan en su composición a los dos términos puros, es decir, albita y anortita; aunque en realidad, la albita y la anortita puras son raras en las rocas ígneas. La variación en la composición permite establecer varios términos intermedios de acuerdo a las proporciones relativas de albita (ab) y anortita (an). Son de color blanco a gris blanquecino, a veces un poco azuladas.

Especies	Albita (%)	Anortita (%)
Albita $Na(AlSi_3O_8)$	100-90	0-10
Oligoclasa $CaNa(AlSi_3O_8)$	90-70	10-30
Andesina $CaNa(AlSi_3O_8)$	70-50	30-50
Labradorita $CaNa(AlSi_3O_8)$	50-30	50-70
Bytownita $CaNa(AlSi_3O_8)$	30-10	70-90
Anortita $Ca(Al_2Si_2O_8)$	10-0	90-100

Cuadro 3. Clasificación de las plagioclasas

Las plagioclasas casi siempre presentan un maclado multilaminar. Sus propiedades ópticas y físicas varían de acuerdo con su composición, de tal manera que éstas pueden utilizarse para su identificación. Las plagioclasas sódicas se hallan principalmente en rocas ricas en álcalis (granitos, sienitas, etc.), la andesina y la oligoclasa se encuentran en rocas intermedias (dioritas), mientras que la labradorita, bytownita y anortita son características de rocas básicas (gabros, anortositas, etc.).

Las plagioclasas también pueden denominarse de acuerdo a la cantidad de sílice; las más ricas en albita contienen mayor cantidad y se denominan ácidas (albita y oligoclasa), en cambio las ricas en anortita se denominan básicas (labradorita y bytownita), y las intermedias están representadas por la andesina.

La diferenciación entre los feldespatos potásicos y feldespatos sódico-cálcicos

(plagioclasas), no es fácil a simple vista (éstos son muy similares); es posible solamente en análisis bajo el microscopio petrográfico. Por otro lado, la diferenciación entre la serie de las plagioclasas también es posible utilizando el microscopio petrográfico y más aún por medio de ensayos químicos.

Micas. - Las micas constituyen el grupo de minerales petrográficos más fáciles de reconocer, ya que sus características peculiares las hacen inconfundibles. Se presentan en forma de laminillas, como producto de una perfecta exfoliación. Las micas más importantes son la biotita (mica negra verdosa a pardo oscura), muscovita (mica blanca a pardo-clara) y la flogopita (mica castaño claro o amarillenta). Las laminillas de las micas tienen un contorno hexagonal y la dureza de estos minerales es de 2 a 2,5 en la escala de Mohs.

Anfíboles. - Bajo este nombre se agrupa una serie de minerales muy complejos, pero el más representativo es la hornblenda u hornablenda. La hornblenda cristaliza en el sistema monoclínico, generalmente en forma de prismas alargados algo aplastados de coloración oscura, verde o pardo a veces negra, de dureza 5 a 6, lo que la diferencia de la biotita.

Piroxenos. - Los piroxenos constituyen un grupo muy importante de minerales petrográficos, pero algunos de ellos resultan muy difíciles de diferenciarlos de los anfíboles. Existen dos tipos de piroxenos de acuerdo a su cristalización: ortopiroxenos (enstatita e hiperstena) y clinopiroxenos (diópsido y hedenbergita).

Colectivamente, los piroxenos poseen una exfoliación prismática, similar a la de los anfíboles, pero la diferencia es que el ángulo de exfoliación es de 87 y 93º, los cuales determinan una sección basal de contorno algo cuadrangular. A diferencia de los anfífoles, los piroxenos tienden a formar cristales cortos, a veces en agrupaciones características constituidas por granos redondeados. Su dureza es similar a la de los anfíboles (5-6). Su color es verde oscuro, a veces verde grisáceo.

Olivino. - Es uno de los minerales fundamentales de las rocas ígneas. Así mismo bajo este nombre se agrupan algunos minerales como: forsterita, olivino, fayalita y monticellita.

El olivino propiamente dicho, corresponde a uno de los términos de la serie, cuya composición es 80% forsterita y 20% fayalita. El olivino cristaliza en el sistema ortorómbico, constituyendo cristales de forma variada, pero muy pequeños y numerosos (aspecto sacaroideo). Su color es verde aceituno; con una dureza de 6,5 a 7 en la escala de dureza de Mohos.

ROCAS ÍGNEAS

1 I GENERALIDADES

Definición. - son rocas formadas a partir del enfriamiento y cristalización de una sustancia en estado de fusión y de composición silicatada denominada magma, cuando se encuentra a grandes profundidades y lava, cuando es arrojada a través de cráteres de los volcanes.

El término ígneo proviene del latín *ignis = fuego*. Consecuentemente este término es utilizado para nombrar a las rocas formadas a partir de sustancias incandescentes como son el magma y lava.

Cuando este magma se enfría y cristaliza a grandes profundidades de la corteza terrestre, forman las rocas ígneas intrusivas, plutónicas o llamadas también magmáticas, las cuales se caracterizan por estar constituidas solamente por cristales de minerales de tamaño grueso y mediano, producto de un enfriamiento lento del magma. Como ejemplo de este tipo de rocas tenemos el granito, gabro, granodiorita, diorita, dunita, peridotita, etc.

Otras veces las rocas ígneas son producto de un enfriamiento rápido del magma, por lo que, en lugar de agregados cristalinos, se forma material vítreo (vidrio volcánico) y surgen las rocas ígneas volcánicas, efusivas o extrusivas. Esto ocurre debido a la salida del magma en forma de lava al exterior durante las erupciones volcánicas. Como ejemplo de estas rocas tenemos el basalto, la andesita, la riolita, la dacita, etc.

Existen rocas ígneas con características intrusivas y extrusivas, son las denominadas rocas **hipoabisales o filonianas.** Esto lo veremos más adelante.

2 I CONCEPTOS DE LAVA Y MAGMA

2.1 Magma

Es un fluido fundido formado dentro de la corteza terrestre o manto superior de la tierra que se encuentra formando parte de las grandes cámaras magmáticas y que se aproxima a la superficie terrestre en forma de diques y chimeneas.

El magma comprende un sistema complejo de silicatos fundidos con agua y otros materiales gaseosos en solución. Dentro de la mezcla operan varios procesos que tienden a producir fracciones que varían en composición (diferenciación magmática). El magma expulsado a la superficie de la tierra se convierte en lava.

2.2 Lava

Es el material expulsado por los volcanes, consistente en silicatos fundidos total o parcialmente. De acuerdo a su composición varían desde ácidas a ultrabásicas, aunque más del 90% del total son lavas básicas.

Las lavas ácidas son muy viscosas y presentan pequeñas extensiones. Las lavas que son expulsadas bajo el agua (por volcanes submarinos) adquieren normalmente una forma característica de masas globulares distorsionadas, llamadas almohadillas o también pillow lavas. Se forman aparentemente como resultado del rápido enfriamiento de la parte

exterior de la lava que se pone en contacto con el agua.

2.3 Características del magma y lava

El principal componente de los elementos volátiles o gases del magma como de la lava es una mezcla gaseosa conteniendo los siguientes gases: gas de H_2O; CO_2; HCl; HF; SO_2; H_3BO_3 (agua, anhídrido carbónico, ácido clorhídrico, ácido fluorhídrico, anhídrido sulfuroso, ácido bórico, en el orden de presentación).

La temperatura del magma fluctúa entre los 700 y 1100º C; la temperatura de la lava fluctúa entre 900 y 1100º C, alcanzando a veces hasta 1300º C. El aumento de la temperatura de la lava seguramente se produce por procesos de oxidación (con asimilación de calor), cuando el magma se pone en contacto con la atmósfera.

El magma se forma por fusión de rocas que se encuentran a grandes profundidades; la composición química del magma depende de las rocas de las cuales se forma. Se consideran cuatro tipos de magma: ácido, básico, intermedio y ultrabásico.

Los magmas ácidos son ricos en SiO_2.

Los magmas básicos contienen Fe, Mg, Al, Ca, etc., tienen poca cantidad de SiO_2

Los magmas intermedios contienen casi el mismo porcentaje de SiO_2 y Fe, Mg, Al, Ca.

Los magmas ultrabásicos contienen abundante Fe, Mg, Al, con déficit de SiO_2.

La densidad de la lava, depende del magma de donde proviene; existen magmas densos y magmas fluidos. (Aquí la densidad del magma no se relaciona a la densidad entendida como tal, sino a la fluidez o espesura de la sustancia magmática).

- **Magmas densos**, dependen de la composición química y son ricos en SiO_2 libre, son muy ácidos, cuya lava avanza pocas extensiones, pero forma cuerpos de gran espesor.

- **Magmas fluidos**, son ricos en Al, Fe, Mg, llamados magmas básicos, dependen de la composición química, cuya lava avanza grandes distancias, pero forman cuerpos de poco espesor.

2.4 Diferenciación magmática

La diferenciación magmática es el conjunto de procesos mediante los cuales un magma madre, más o menos homogéneo se separa en fracciones que llegan a formar rocas de composición diferente. Se distinguen dos tipos de diferenciación magmática, siendo los siguientes:

a) La diferenciación magmática. - O sea, la separación de una o varias fases líquidas a partir del magma madre, antes de la cristalización.

b) La cristalización fraccionada. - Una vez que se separó el magma en fracciones, éstas se solidifican en forma de cristales; dando origen a la presencia de diferentes tipos de rocas.

El proceso más importante de la diferenciación magmática es la cristalización fraccionada, proceso que permite presentar a los minerales (componentes de una roca) en formas cristalinas definidas de acuerdo tanto a la disminución de la temperatura (enfriamiento), como a la composición química. Mientras más rápido sea el enfriamiento de la composición mineral, los cristales son menos desarrollados y si el enfriamiento es lento, los minerales presentarán formas cristalinas más desarrolladas.

Ciertos minerales de las rocas ígneas se encuentran normalmente asociados debido a que cristalizan casi a la misma temperatura, por ejemplo, la ortosa u ortoclasa con la oligoclasa, la hornblenda con la andesina, el olivino con la labradorita, etc.

Por el contrario, es muy raro encontrar juntos algunos minerales como son el cuarzo y la anortita, la moscovita y los piroxenos, el olivino y la ortoclasa, etc. Estas relaciones implican cristalización fraccionada, es decir, separación de una o varias fases sólidas a partir del magma inicial.

La cristalización fraccionada, propuesta por Bowen (1928), es el proceso de diferenciación más importante. Mediante este proceso, en un magma que comienza a cristalizar, las sustancias más insolubles o más pesadas, son las primeras que cristalizan y éstos son en general los **minerales accesorios**, tales como la magnetita, ilmenita, cromita, esfena, apatito, circón, rutilo, etc.

El olivino, los piroxenos y las plagioclasas cálcicas, figuran entre los minerales principales o esenciales que cristalizan luego, seguido de la hornblenda, plagioclasas sódico-cálcicas, biotita, feldespatos alcalinos, moscovita y cuarzo. Se observa que, debido a la sustracción de los minerales ferromagnesianos y cálcicos, el magma residual se vuelve cada vez más rico en óxido de silicio (SiO_2), álcalis y elementos ligeros (volátiles). Por lo tanto, a última instancia se forma el cuarzo.

De acuerdo con Bowen, a medida que se produce la cristalización, tiende a mantenerse el equilibrio entre las fases líquida y sólida, de modo que, al descender la temperatura, los primeros cristales reaccionan con el líquido y cambian de composición.

La reacción puede ser progresiva, de tal modo que se producen series de reacción continua, como es el caso de las plagioclasas, en donde los compuestos cálcicos que cristalizan primero se vuelven cada vez más ricos en sodio, al descender la temperatura.

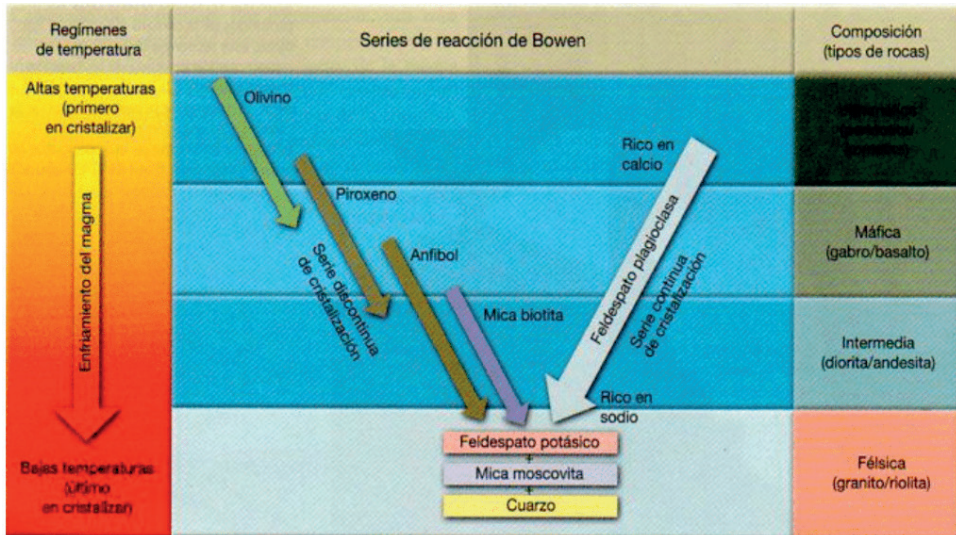
Por otro lado, con el descenso de la temperatura, ciertos minerales ferromagnesianos se transforman en otros minerales de estructura cristalina diferente, por ejemplo, el olivino en piroxeno y éstos a su vez en anfíboles; tales cambios constituyen las series de reacción discontinua. Estas dos series de reacción principales se muestran en las siguientes secuencias original de Bowen y modificada por Barth.

Durante la cristalización de un magma, la composición del mismo se va modificando progresivamente. Los cristales primeramente formados tienden a ponerse en equilibrio con el líquido residual, reaccionando con él. Si la reacción no fuera completa, los cristales presentarán estructuras zonadas, u orlas de reacción (un mineral envuelto por otro), prueba de que, durante el enfriamiento del magma, el equilibrio no pudo ser mantenido.

Como se observa, ambas series convergen para una serie única formada por feldespatos, moscovita y cuarzo, aunque se debe aclarar que el feldespato potásico no se supone derivado de la biotita, ni de las plagioclasas, ni la moscovita o el cuarzo se derivan del feldespato potásico. El orden de los tres minerales en el esquema representa simplemente un orden de formación, de tal suerte que las micas, los feldespatos potásicos y el cuarzo se encuentran juntos a menudo, por ejemplo, en el granito.

Los minerales de las dos series de reacción están dispuestos por orden, de acuerdo a la disminución de la temperatura de cristalización.

Puede ocurrir que no se siga este orden normal, por ejemplo, habiendo ocurrido la cristalización abundante del olivino, éste pudo no haber tenido tiempo de reaccionar enteramente con el líquido residual magmático, el cual por tal motivo quedó enriquecido excepcionalmente en SiO_2. Aparecen entonces dos minerales que en condiciones de cristalización normal no aparecerían juntos (cuarzo y olivino). A tales minerales se les denomina incompatibles.

A continuación, se expone la misma graficación de las series de reacción de Bowen y Barth:

Gráf. Nro. 4. Series de reacción de Bowen y Barth para la formación de algunos minerales a partir del magma

Asimilación. - La asimilación es el fenómeno por el cual un magma modifica su composición, por disolución, o "digestión" de los xenolitos, de fragmentos de roca encajante, u otro magma de composición diferente. Entonces se dice que el magma está contaminado.

Según Bowen, las leyes de la asimilación corresponden a las de cristalización. Supongamos un fragmento de granito, cuya composición mineralógica está representada por ortosa, biotita, cuarzo, dentro de un magma basáltico en el inicio de la cristalización de éste. Como los referidos minerales están en desequilibrio con el magma por encontrarse más debajo de la serie de reacción (recuérdese las series de reacción de Bowen), funden. La reacción es endotérmica y por tanto, para que haya el calor necesario se separan al mismo tiempo del líquido basáltico cristales de olivinos, piroxenos y plagioclasas cálcicas. Si la temperatura del magma fuera muy elevada, el fragmento de granito puede disolverse sin que haya cristalización alguna.

Ahora, si consideramos un fragmento de basalto en el seno de un magma riolítico (ácido), de acuerdo con la teoría de la serie de reacciones de Bowen, los minerales constituyentes del basalto (olivino, piroxeno, plagioclasa cálcica), no puede fundir o disolverse, pero sí reaccionan en estado sólido con el magma riolítico transformándose en hornblenda o biotita y plagioclasas (sódico-cálcica). El fragmento se transforma completamente en un nuevo agregado de minerales. Así muchos petrólogos explican el origen de las dioritas. El problema del calor necesario para la asimilación es un aspecto todavía en discusión.

La cantidad de material disuelto depende de la cantidad de energía térmica disponible. Según algunos autores los magmas no son capaces de disolver grandes cantidades de material sólido, mientras que otros admiten fusiones en gran escala de bloques de la corteza, generándose verdaderos magmas (fenómeno de anatexia). Por el

proceso de asimilación se ha sugerido la génesis de diversas rocas ígneas, tales como las dioritas (reacción de magma ácido granítico o riolítico con gabros o calizas) y rocas feldespatóidicas (asimilación de calizas y dolomías por magmas silíceos).

Etapas de la consolidación de los magmas

Uno de los más eminentes petrólogos de los últimos tiempos que más se destacó en la aplicación de los principios de la Termodinámica a la Petrografía, fue el suizo Paúl Niggli, fallecido hace pocos años.

Niggli demostró que los fenómenos de la diferenciación de un magma, depende esencialmente de la profundidad, y en la que se pueden distinguir **cinco fases** o etapas de la diferenciación (a presión externa elevada).

ORDEN	***FASES DE LA DIFERENCIACIÓN MAGMATICA***
I	Fase ortomagmática
II	Fase pegmatítica
III	Fase neumatolítica
IV	Fase hidrotermal
V	Fase sulfurosa

Cuadro 4: Fases de la diferenciación magmática

Fase ortomagmática

Durante esta etapa ocurre la formación de las rocas ígneas, cristalizan la mayoría de los silicatos, desde el olivino hasta el cuarzo y minerales de importancia económica como la cromita, la ilmenita, la magnetita, la pentlandita, la pirrotina, el diamante, minerales del grupo del platino, etc.

Los elementos volátiles en pequeña concentración al inicio de esta fase contribuyen apenas para hacer bajar el punto de fusión de los minerales y disminuir la viscosidad del magma interviniendo también en los equilibrios químicos.

Al final de esta fase la roca se consolida, quedando los volátiles en solución.

Fase pegmatítica

Durante esta fase los constituyentes volátiles desempeñan un rol importante y cualquier variación de la temperatura originará una modificación considerable de la composición de la fase líquida. Se forman grandes cristales de minerales que constituyen las rocas filonianas, denominadas pegmatitas. Ocurre la acumulación de elementos tales como Litio, Berilo, Niobio, Tantalio, Torio, tierras raras, grandes cristales de cuarzo, feldespato potásico, micas, piedras preciosas como la esmeralda, agua marina, topacio, rubí y zafiro; los cuales en muchas ocasiones tienen importancia industrial.

Fase neumatolítica

Durante esta etapa los componentes volátiles juegan un rol esencial y actúan como agentes destructores. Se manifiesta la greisenización de los granitos (mezcla de biotita, muscovita y cuarzo), filones de cuarzo que pueden tener Estaño, Molibdeno o Bismuto.

Fase hidrotermal

Es la etapa donde el vapor de agua se condensa, dando lugar a soluciones líquidas que pueden contener diversos minerales solubles; el enfriamiento produce la precipitación de éstos, originando yacimientos de Cobre, Oro, Plomo, Zinc, Plata, Antimonio. Durante esta fase, las rocas ya formadas sufren una alteración hidrotermal: caolinización de los feldespatos potásicos, sericitización de las plagioclasas, cloritización de la biotita y la hornblenda, uratilitización de los piroxenos, etc. Así como el fenómeno de la propilitización, que da lugar a la formación de rocas verdes (tipo de andesitas), compuestas de clorita, epidota, sericita, calcita, albita y pirita, que con frecuencia son indicios de una mineralización hidrotermal.

Fase sulfurosa

En esta etapa escapan los gases como el CO_2 y el SO_3 (dióxido de carbono y anhídrido sulfúrico respectivamente). En algunos lugares se llegan a explotar bórax y azufre nativo generados en esta etapa.

Niggli consideró también el caso de rocas volcánicas (presión externa baja) en la que los elementos volátiles se desprenden directamente en la atmósfera y la hidrósfera. Es el caso de las lavas derramadas en la superficie terrestre.

3 I CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS DE ACUERDO AL LUGAR DE FORMACIÓN

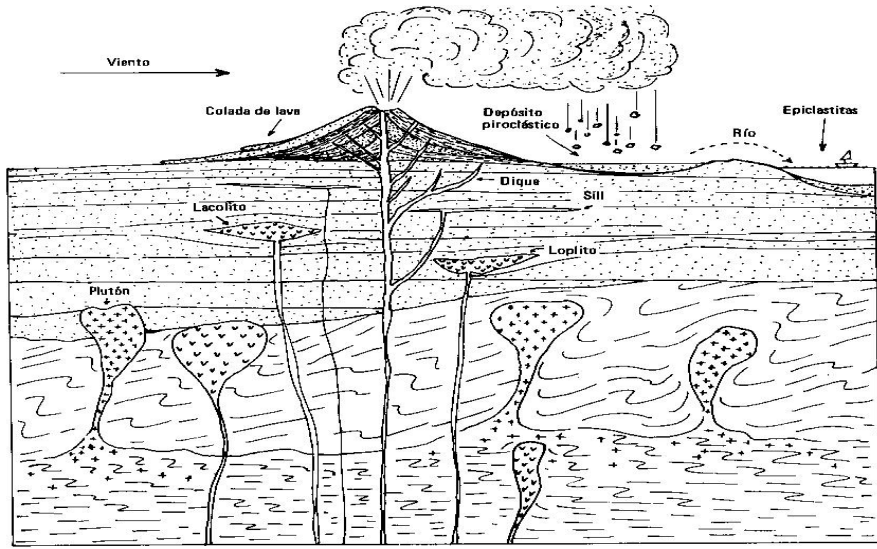
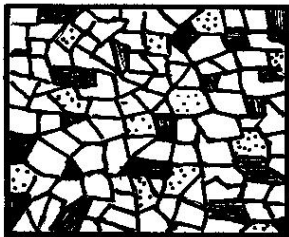
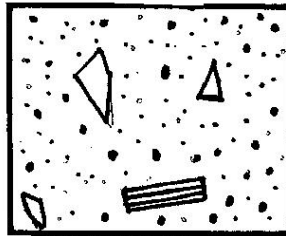
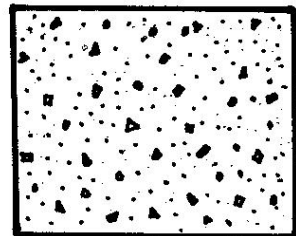
3.1 Roca ígnea intrusiva

Se solidifica dentro de la corteza terrestre a profundidades mayores a 2 Km; está conformada por cristales grandes y tiene una textura cristalina gruesa y media.

3.2 Roca ígnea filoniana o hipoabisal

Se solidifica dentro de la corteza terrestre a profundidades menores a 2 Km., estas rocas se encuentran en los conductos y chimeneas que han logrado solidificarse; se caracterizan por su matriz fina con fenocristales. La denominación de estas rocas se efectúa de la misma manera que las rocas ígneas intrusivas, solamente adicionando el término porfídico o porfirítico, por ejemplo, granito porfirítico.

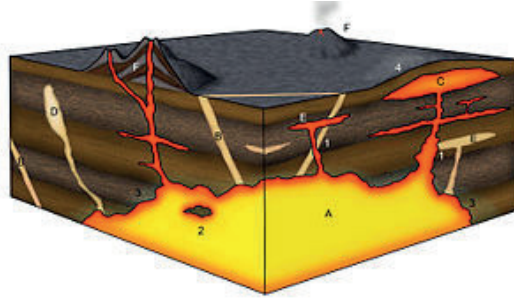
3.3 Roca ígnea extructiva

Son aquellas que salen a través de los volcanes ya sea en forma de piroclastos (fragmentos del tamaño de la ceniza o grandes bloques de varios metros de diámetro), o en forma de lava que se solidifica en la superficie. La textura de estas rocas es fina y cristalina, a veces hay presencia de fenocristales.

Gráf Nro. 5: Origen de las rocas ígneas

a) Rocas intrusitas b) Roca filoniana c) Roca efusiva

Graf. Nro. 6: Características texturales de las rocas ígneas

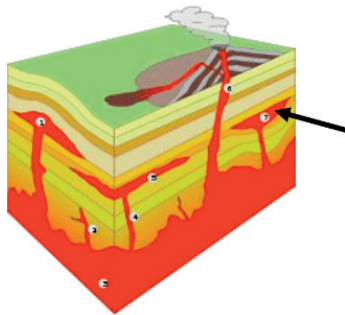
4 I FORMA Y CARACTERÍSTICAS DE LOS CUERPOS ÍGNEOS

De acuerdo a la forma de emplazamiento al tamaño y forma de los cuerpos ígneos rocosos, estos se denominan: **diques concordantes, lacolitos, facolitos, lopolitos, diques, diques circulares, batolitos, stocks y plutones.**

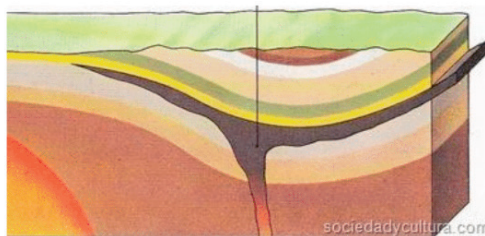
4.1 Diques concordantes

Se solidifican concordantemente con la estratificación de las rocas encajantes o de la estructura principal; generalmente en forma horizontal.

Gráf. Nro. 7. Esquematización de los diques concordantes

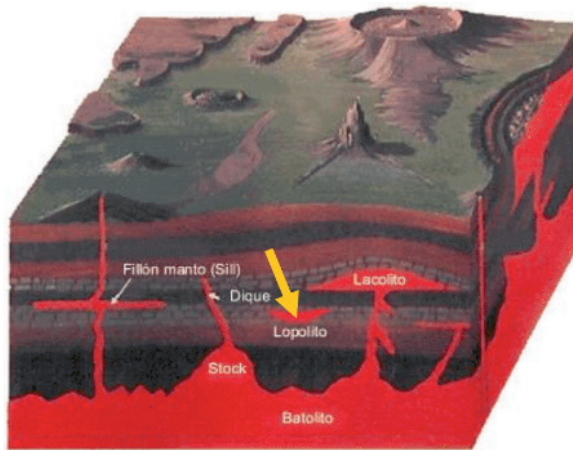
4.2 Lacolitos

Son masas extendidas con el techo plano y que se curvan junto a los estratos en la parte inferior.

Gráf. Nro. 8. Esquematización de un lacolito

4.3 Facolitos

Son masas lenticulares curvadas concordantes en los sinclinales y anticlinales.

Gráf. Nro. 9. Esquematización de un facolito

4.4 Lopolitos

Son masas laminadas cóncavas por el hundimiento de las rocas subyacentes.

Gráf. Nro. 10. Esquematización de un lopolito

4.5 Diques

Son extensiones tubulares verticales que atraviesan la dirección de estructura rocosa.

Gráf. Nro. 11. Esquematización de un dique

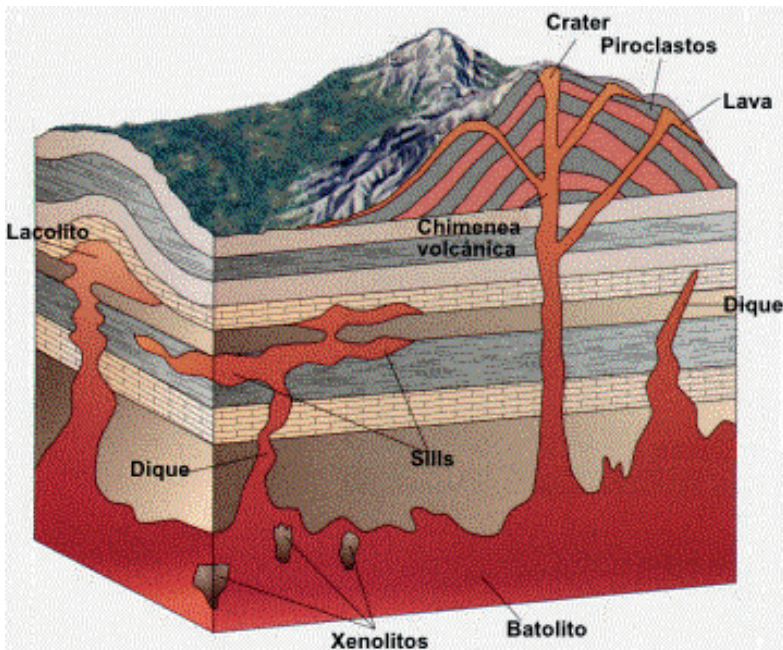
4.6 Diques circulares

Son diques inclinados con afloramientos arqueados o angulares, cuya ascensión de

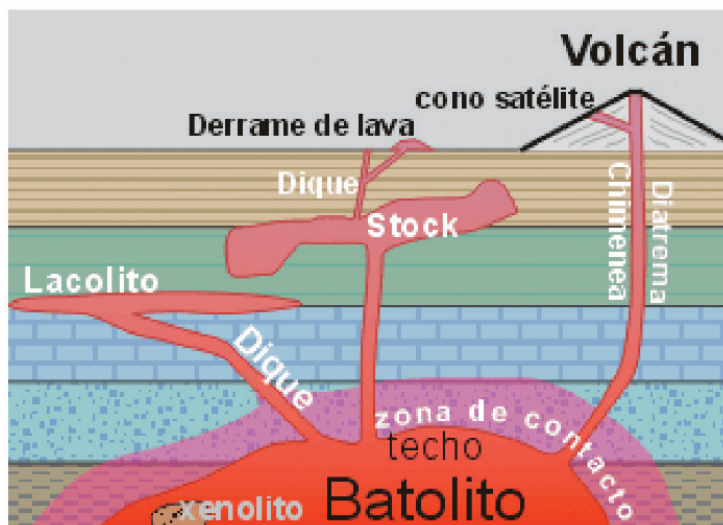
los magmas se efectúa por fracturas arqueadas.

Gráf. Nro. 12. Esquematización de los diques circulares

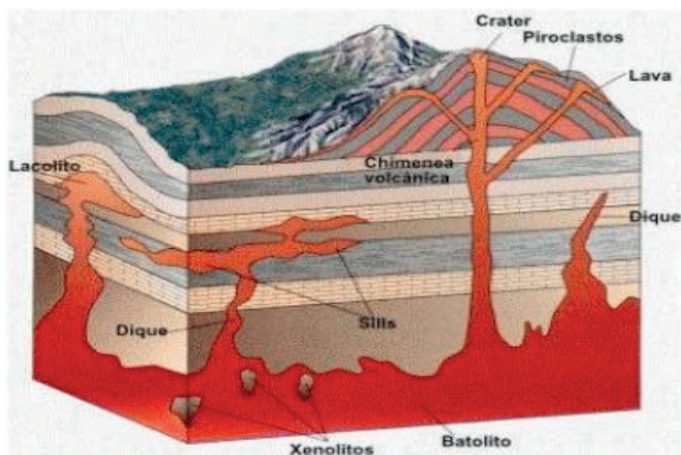
4.7 Batolitos

Son grandes masas intrusivas con contactos fuertemente inclinados. Están constituidos principalmente por rocas ácidas, como el granito, la granodiorita, etc.

Gráf. Nro. 13. Representación gráfica de un batolito

4.8 Stocks

Son semejantes en forma y composición a los batolitos, pero de menor tamaño.

Gráf. Nro. 14. Esquematización de un stock

4.9 Plutones

Es un término genérico que comprende todas las masas intrusivas de las rocas ígneas.

Gráf. Nro. 15. Vista esquemática de los plutones

5 I COMPOSICIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Existen dos clases de composiciones: La composición química y la composición mineralógica. Hay una relación directa entre la composición química y la mineralógica, pero no se puede hacer el análisis de una roca a partir de uno solo de estos factores; por ejemplo, de una sola composición química puede dar diferentes minerales o puede dar diferentes nombres. O sea, no es posible deducir de la composición química, la composición mineralógica. Estas particularidades se analizarán más adelante.

5.1 Composición química

Es el contenido de elementos químicos de los minerales. Existe una rama de la Petrología que estudia los elementos químicos de los minerales llamada **Petroquímica.**

De todos los elementos químicos de la tabla de Mendelieff se ha comprobado que sólo nueve elementos están formando los minerales de las rocas ígneas que constituyen el 98% y se los llama elementos **petrogénicos**, que son: Fe, H, O, Mg, Ca, Si, Al, Na y K; existen además los elementos **metalogénicos** que constituyen los minerales útiles, como: Cu, Al, V, Zn, etc.

Los elementos químicos que conforman los minerales petrogénicos están en los óxidos de estos nueve elementos, presentados en el siguiente cuadro:

Fórmula química	Nombre de los óxidos
FeO	Oxido de hierro (ferroso)
Fe_2O_3	Hematites (Oxido férrico)
MgO	Oxido de magnesio (Periclasa)
H_2O	Agua molecular (en los sólidos)
CaO	Oxido de calcio (cal viva)
SiO_2	Oxido de silicio (cuarzo)
Al_2O_3	Oxido de aluminio (Corindón)
Na_2O	Oxido de sodio
K_2O	Oxido de potasio

Cuadro 5: Óxidos de los elementos petrogénicos

Algunos científicos como F. W. Klarke y H. S. Washington, del U.S. Geol. Survey Profess. Paper, 127, 1924 y confirmado con datos parecidos y presentados por M. Goldschmidt y Poldervaart, han determinado la composición de la corteza terrestre en base a la presencia de esos óxidos, lo que demuestra que esos 9 elementos químicos expuestos en la tabla anterior son los que componen totalmente la corteza terrestre de acuerdo al siguiente cuadro.

Oxido	Contenido medio (%)	Cont. Normal (%)	Cont. Raro (%)
SiO_2	59,08	24-80	85
Al_2O_3	15,23	00-20	28
Fe_2O_3	03,10	00-13	30
FeO	03,72	00-15	35
MgO	03,45	00-30	46
CaO	05,10	00-17	25
Na_2O	03,71	00-14	16
K_2O	03,11	00-13	18
H_2O	01,50	00-03	10
98,00			

Cuadro 6: Contenido promedio de la corteza terrestre según datos de F. W. Klarke y H. S. Washington, del U.S. Geol. Survey Profess, Paper, 127, 1924.

El 2% restante está dividido en 1,5% que involucra a otros óxidos como: TiO_2, MnO, CO_2 y PO_2; el 0,2% lo constituyen el Cloro y el Azufre; y el 0,3% final está constituido por los demás elementos químicos de la tabla de Mendelieff.

De la tabla anterior se deduce que el óxido que siempre está presente en las rocas ígneas con un porcentaje muy importante, es el óxido de silicio (SiO_2), cuyo contenido puede variar desde un 24% hasta un máximo de 85%.

De acuerdo a estos datos, se puede elaborar una clasificación de las rocas ígneas en base a la composición química y al contenido de SiO_2.

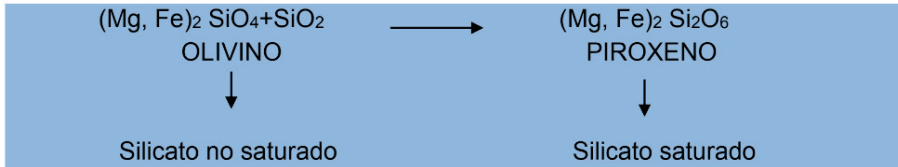
Rocas	**Contenido SiO_2 (%)**
Rocas ácidas	**> 65**
Rocas medias	**52-65**
Rocas básicas	**45-52**
Rocas ultra-básicas	**< 45**

Cuadro 7: Clasificación química de las rocas ígneas.

De la tabla anterior se nota que:

- En las rocas ácidas, como el granito, la cantidad de SiO_2 que, a más de formar parte de los silicatos, queda una suficiente cantidad para formar cuarzo.
- En las rocas medias, como la granodiorita, la cantidad de SiO_2 la mayor parte forma silicatos saturados, quedando una pequeña cantidad para formar cuarzo, como un componente accesorio.
- En las rocas básicas (gabros) y ultrabásicas (piroxenitas) la cantidad de SiO_2 sólo alcanza a formar silicatos no saturados, o sea en presencia de SiO_2 cambian de composición química y mineralógica pasando a ser silicatos saturados.

Ejemplo:

El olivino es ultra-básico (peridotita) y posee la siguiente composición química:

El piroxeno es un mineral característico de las rocas básicas y medias (gabros y dioritas).

Composición mineralógica. - Como ya se dijo antes, las rocas ígneas están constituidas por muchos minerales, a los que se los denomina minerales petrográficos (algunos de éstos ya fueron tratados anteriormente). La base de la clasificación de las rocas ígneas la constituye la composición mineralógica, por la facilidad que presta. La determinación de la composición mineralógica se realiza en el microscopio petrográfico. Esta composición determina que los minerales de las rocas ígneas puedan clasificarse o agruparse en minerales primarios, secundarios y xenogénicos (es una clasificación más amplia de los minerales de las rocas ígneas).

a) Minerales primarios. - son los minerales que se forman durante el proceso magmático y son los que se identifican de inmediato en cualquier roca ígnea intrusiva; y, en las rocas ígneas efusivas se encuentran en forma de fenocristales. Estos minerales se clasifican en principales y accesorios.

1.- ***Minerales principales*. -** son los que se encuentran en un porcentaje mayor al 5%.

Los minerales primarios principales se dividen en:

Minerales siálicos, son minerales ricos en silicio y aluminio (Si, Al) y presentan una coloración clara. Estos minerales entre otros son:

- **Cuarzo** (cuarzo α, cuarzo β, calcedonia, ópalo, tridimita, cristobalita, lechatelierita).
- **Feldespatos alcalinos** (potásicos) (ortoclasa, adularia, sanidina, microclina, anortoclasa).
- **Plagioclasa** (feldespatos sódico-cálcicos) (albita, oligoclasa, andesina, labradorita, bytownita, anortita).
- **Feldespatoides** (leucita, nefelina, cancrinita, sodalita, melilita).

Minerales máficos, que son minerales obscuros ricos en hierro y magnesio, entre otros; estos son:

- **Olivino** (forsterita, **olivino**, fayalita, monticellita).

- **Piroxeno** (enstatita, hiperstena, diópsido, pigeonita, hedenbergita, augita, egirina-augita, egirina, jadeíta, espodumena).

- **Anfíbole**s (antofilita, cummitonita, grunerita, tremolita-actinolita, **hornblenda**, lamprobolita, riebeckita, glaucofana).

- **Biotita** y

- **Epidota** (zoisita, clinozoisita, **epidota**, piedmontita, allanita).

2.- Minerales accesorios. - son los minerales que se encuentran en una roca en un porcentaje menor al 5% y estos se dividen en: característicos y no característicos.

Característicos, son aquellos que se encuentran en determinados tipos de rocas, siendo estos minerales:

- cromita,

- espinela,

- monacita y

- eudialita.

No característicos, se encuentran indistintamente en cualquier tipo de rocas, cuyos minerales son:

- apatito,

- circón,

- magnetita y

- titanita.

b) Minerales secundarios. - estos minerales son formados después del proceso magmático, es decir, después de la cristalización del magma. Son productos de cambios y alteraciones de los minerales primarios. Como ejemplo anotamos algunos:

- **Caolinita**, producto de la alteración de los feldespatos potásicos.

- **Sericita**, producto de la alteración de las plagioclasas y feldespatos alcalinos.

- **Clorita**, producto de la alteración de la biotita, piroxenos y anfíboles.

- **Serpentina**, producto de la alteración de los olivinos y piroxenos.

c) Minerales xenogénicos. - son de origen extraño, o sea no propio del proceso magmático, pero que se hallan formando las rocas ígneas. Durante el proceso magmático se produce la absorción de rocas encajantes que hacen cambiar la composición química del magma y al cristalizar éste, lo hace en forma de minerales xenogénicos. Cuando ocurre esto en minerales ricos en aluminio, se produce minerales como el **corindón** y

la **sillimanita.** Cuando el magma es rico en carbonatos de calcio se produce el mineral denominado **wollastonita**. Todos estos tres minerales son de origen metamórfico, pero también se hallan en las rocas ígneas.

Es necesario anotar, que la clasificación mineralógica anterior está determinada para una roca ígnea típica (granito, granodiorita, diorita, entre otras), sin embargo, hay casos en que minerales principales de esta clasificación asoman en ciertas rocas como minerales accesorios y viceversa.

A continuación, se presenta un cuadro resumido de la composición mineralógica de las rocas ígneas.

CLASES	SUBCLASES	TIPOS	GRUPOS	MINERALES
PRIMARIOS	Principales	Siálicos	Cuarzo	Cuarzo α, cuarzo β, calcedonia, ópalo, tridimita, cristobalita, lechatelierita.
			Feldespatos alcalinos (K y Na) (Grupo de la ortoclasa)	Ortoclasa, adularia, sanidina, microclina, anortoclasa.
			Feldespatos sódico cálcicos (Plagioclasas)	Albita, oligoclasa, andesina, labradorita, bytownita, anortita
			Feldespatoides	Leucita, nefelina, cancrinita, sodalita, melilita.
		Máficos	Piroxenos	Enstatita, hiperstena, diópsido, pigeonita, hedenbergita, augita, egirina-augita, egirina, jadeíta, espodumena.
			Anfíbol	Antofilita, cummitonita, grunerita, tremolita-actinolita, **hornblenda**, lamprobolita, riebeckita, glaucofana.
			Biotita	Biotita.
			Olivino	Forsterita, **olivino**, fayalita, monticellita
			Epidota	Zoisita, clinozoisita, **epidota**, piedmontita, allanita.
	Accesorios	Característicos		Cromita, Espinela, Monacita y Eudialita
		No característicos		Apatito, Circón, Magnetita y Titanita.

SECUNDARIOS	Caolinita Sericita Clorita Serpentina.
XENOGÉNICOS	Corindón Sillimanita Wollastonita.

Cuadro Nro. 8. Composición mineralógica de las rocas ígneas

6 I TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS ÍGNEAS

6.1 Textura

Este término proviene de la palabra latina Texture = trenzar, entretejer; es decir, la textura es la relación existente entre los granos de los minerales que forman una roca. Podría decirse también: es aquella característica de una roca en pequeña escala como la relación inter-granular, forma y tamaño de los granos, etc.

Para MACKENZIE, DONALDSON & GUILFORD, 1982, textura de una roca es el conjunto de características esencialmente geométricas, determinadas por el grado de cristalinidad, granularidad, forma de los cristales y relaciones mutuas entre ellos. La textura depende básicamente del proceso de formación. Si una roca se ha formado bajo una presión uniforme y a una temperatura también más o menos uniforme, se desarrolla una textura isótropa (los minerales no muestran una orientación preferencial). Tensiones diferenciales sobre la roca en formación inducen un crecimiento orientado de los minerales, formándose así una textura anisótropa.

El estudio de las texturas proporciona información sobre aspectos más específicos de las condiciones de formación (facies); por ejemplo, texturas variolíticas indican escape brusco de la fase gaseosa bajo condiciones de muy baja presión y baja temperatura, texturas relícticas indican procesos polifásicos de formación. Las texturas de las rocas ígneas se las estudia en forma microscópica (utilizando el microscopio petrográfico). Sin embargo, algunos tipos de texturas son observadas macroscópicamente, como es el caso de las texturas fanerporfiríticas.

Para el estudio de las texturas de las rocas ígneas, partimos de 4 factores siguientes: Grado de cristalización; tamaño absoluto de los granos; formas de los granos minerales y relaciones mutuas entre los tamaños relativos de los granos (ver cuadro Nro. 8).

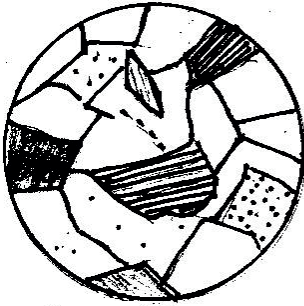
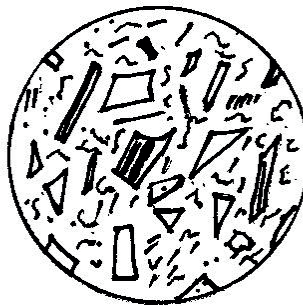
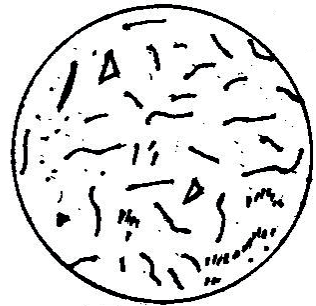
FACTORES	TEXTURAS	CARACTERÍSTICAS
Grado de cristalización	***Holocristalina***	Cuando toda la roca está constituida por granos cristalinos
	Merocristalina o hipocristalina	Cuando una parte de la roca está constituida por granos cristalinos y otra parte de vidrio
	holovítrea	Cuando la roca está constituida enteramente por vidrio
Tamaños absolutos de los granos minerales	***Fanerocristalina, fanerítica o eucristalina***	Cuando los granos son observables a simple vista. Se pueden establecer las relaciones de tamaño de la siguiente manera: - Grano grueso > 5 mm - Grano medio 5 – 1 mm - Grano fino < 1 mm
	Afanítica (microcristalina e hipocristalina)	Cuando no se pueden observar los granos a simple vista, ni con la ayuda de lupas. A esta textura se acostumbra subdividir en **microcristalina**, cuando los granos se pueden observar en el microscopio petrográfico y, **criptocristalina**, cuando el estado cristalino sólo puede detectarse por efectos de rayos X
Formas de los granos minerales	***Granular idiomórfica***	Cuando en la roca predominan notablemente los granos euhédricos (cristales desarrollados).
	Granular alotriomórfica	Cuando por el contrario predominan los granos anhédricos (cristales no definidos).
	Granular hipidiomórfica	Cuando predominan los granos subhédricos o más comúnmente, cuando ocurre una mezcla de granos euhédricos y anhédricos o subhédricos.
Relaciones mutuas entre los tamaños relativos de los granos minerales	***Equigranular***	Cuando los granos tienen aproximadamente un mismo tamaño. A veces la textura equigranular puede ser muy uniforme, tomando nombres especiales como el de textura sacaroidal (para una granulometría media).
	Porfídica, porfírica o porfirítica	Es todo lo contrario de la textura equigranular, ya que se desarrollan granos mayores sobre una masa de granos notablemente más finos. Los granos mayores se llaman **fenocristales** y la masa de fondo se llama **matriz** o **pasta**, que puede ser tanto fanerítica como afanítica. Algunos geólogos la dividen en dos tipos a esta textura: Textura porfídica, es aquella con pasta fanerítica y textura porfirítica, cuya pasta es afanítica
	Poiquilítica	Es también una textura de granos desiguales, pero la relación resulta opuesta a la de la textura porfirítica. En este caso, granos de gran desarrollo encierran granos menores a modo de inclusiones. Esta textura se observa raramente con la lupa sólo en aquellas rocas con el desarrollo cristalino apropiado

Cuadro 9: Resumen de las texturas de las rocas ígneas

1. Por el grado de cristalización. El mismo se refiere fundamentalmente a la relación de las sustancias cristalinas con la materia cementante (matriz). Desde este punto de vista se presentan las siguientes texturas:

a) Textura holocristalina, cuando toda la roca está constituida por granos cristalinos;

b) Textura merocristalina o hipocristalina, cuando una parte de la roca está constituida por granos cristalinos y otra parte de vidrio.

c) Textura holovítrea, cuando la roca está constituida enteramente por vidrio;

a) Textura holocristalina b) Textura merocristalina c) Textura holovítrea

Gráf. Nro. 16. Textura de las rocas ígneas, por el grado de cristalización (Aproximación microscópica)

2. Por el tamaño absoluto de los granos. Las variaciones en el tamaño de los granos ocurren en un rango muy amplio: desde granos submicroscópicos a cristales gigantes que alcanzan varios metros de diámetro. Desde este criterio se encuentran las siguientes texturas:

a) Textura fanerocristalina, fanerítica o eucristalina, cuando los granos son observables a simple vista. Se pueden establecer las relaciones de tamaño de la siguiente manera:

- Grano grueso	> 5 mm
- Grano medio	5 – 1 mm
- Grano fino	< 1 mm

Muchas rocas de grano muy grueso son calificadas como pegmatitas. Aunque este término designa texturas especiales como se verá más adelante.

b) Textura afanítica, cuando no se pueden observar los granos a simple vista, ni con la ayuda de lupas. A esta textura se acostumbra subdividir en **microcristalina**, cuando los granos se pueden observar en el microscopio petrográfico y, **cripto-cristalina**, cuando el estado cristalino sólo puede detectarse por efectos de los rayos X.

3. Por la forma de los granos. Las formas de los granos se describen de acuerdo al desarrollo de sus caras cristalinas. De acuerdo a este aspecto se utilizan los siguientes términos:

Euhédrico cuando sus caras cristalinas están bien desarrolladas.

Anhédrico cuando no presenta caras cristalinas.

Subhédrico es el que presenta un estado intermedio de desarrollo cristalino, en él unas caras son cristalinas, pero otras no.

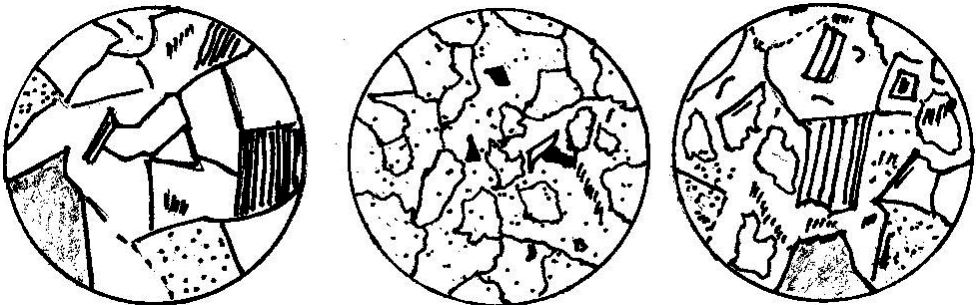
Estos términos tienen otros sinónimos absolutos, que pueden relacionarse del siguiente modo:

Euhédrico = idiomorfo = automorfo.
Anhédrico = alotriomorfo = xenomorfo.
Subhédrico = hipidiomorfo = hipantomorfo.

Las texturas correspondientes se designan:

a) Textura granular idiomórfica o panidiomórfica, cuando en la roca predominan notablemente los granos euhédricos (cristales desarrollados).

b) Textura granular alotriomórfica, cuando por el contrario predominan los granos anhédricos (cristales no definidos).

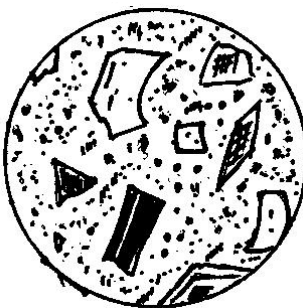
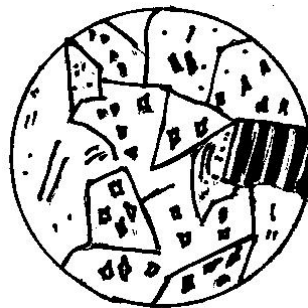
c) Textura granular hipidiomórfica, cuando predominan los granos subhédricos o más comúnmente, cuando ocurre una mezcla de granos euhédricos y anhédricos o subhédricos.

a) Textura granular idiomórfica b) Textura granular alotriomórfica c) Textura granular hipidiomórfica

Gráf. Nro. 17. Textura de las rocas ígneas, por la forma de los granos (Aprox. Microscópica)

4. Por las relaciones mutuas. De acuerdo a los tamaños relativos de los granos, se obtienen las siguientes texturas:

a) Textura equigranular, cuando los granos tienen aproximadamente un mismo tamaño. A veces la textura equigranular puede ser muy uniforme, tomando nombres especiales como el de textura sacaroidal (para una granulometría media).

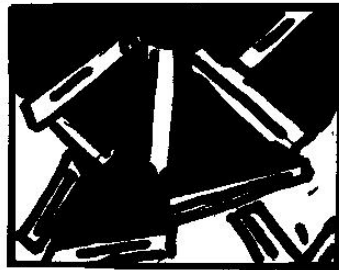
b) Textura porfídica, porfírica o porfirítica, es todo lo contrario de la textura equigranular, ya que se desarrollan granos mayores sobre una masa de granos notablemente más finos. Los granos mayores se llaman **fenocristales** y la masa de fondo se llama **matriz** o **pasta**, que puede ser tanto fanerítica como afanítica. Algunos geólogos la dividen en dos tipos a esta textura: **Textura porfídica**, es aquella con pasta **fanerítica** y **textura porfirítica**, cuya pasta es **afanítica.**

c) Textura poiquilítica, es también una textura de granos desiguales, pero la relación resulta opuesta a la de la textura porfirítica. En este caso, granos de gran desarrollo encierran granos menores a modo de inclusiones. Esta textura se observa raramente con la lupa sólo en aquellas rocas con el desarrollo cristalino apropiado.

a) Textura equigranular b) Textura porfirítica c) Textura poiquilítica

Gráf.Nro. 18. Textura de las rocas ígneas, por las relaciones mutuas de los granos cristalinos (Aproximación microscópica)

Texturas especiales

Cuando entra en juego el uso del microscopio se presenta una enorme variedad de texturas que obviamente no se puede analizarlas. Sin embargo, hay dos tipos de texturas que muchas veces se manifiestan microscópicamente, recibiendo nombres especiales.

a) Textura gráfica. - la cual se determina por el entre crecimiento eutéctico del cuarzo y feldespato potásico, de modo tal que el primero parece penetrar en forma de cuñas en el segundo, esto nos recuerda los caracteres de la antigua escritura cuneiforme; de ahí el nombre de gráfica. Esta textura es muy común en las pegmatitas graníticas, por lo cual también se la denominan textura pegmatítica.

b) Textura ofítica. - que no es más que una textura granular hipidiomórfica, en la cual las tablillas de plagioclasa con tendencia al idiomorfismo, encierran granos de piroxeno y olivino que presentan tendencias al alotriomorfismo, adoptando en conjunto, una disposición irregularmente triangular que se repite en toda la roca. Esta textura es típica de las diabasas por lo cual también está textura se denomina diabásica.

a) Textura gráfica b) Textura ofítica

Gráf. Nro. 19: Texturas especiales de las rocas ígneas (Aproximación macroscópica)

6.2 Estructuras

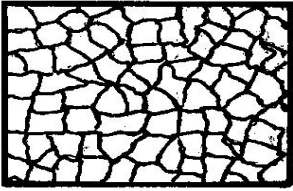
Por estructura entendemos aquellos rasgos arquitectónicos de la roca en mayor escala, como el bandeamiento, la forma de presentación, oquedades, disposición de sus componentes, etc., que son observadas mejor en el campo, que en una muestra de mano.

Para CASTROVIEJO, 1998, estructura de una roca es la disposición geométrica generalmente repetitiva de los integrantes con respecto a un sistema de referencia a diferentes escalas, como por ejemplo pliegues, bandeamientos, alineaciones, zonamiento, etc.

Desde este punto de vista, las estructuras son observables a simple vista (en afloramientos rocosos); sin embargo, en algunos casos pueden ser microscópicas. Las siguientes son las estructuras más frecuentes de las rocas ígneas:

a) Estructura masiva o maciza. - Es la estructura que corresponde a una roca ígnea que no presenta bandeamiento de ningún tipo, sin orientación de los minerales en direcciones determinadas; así como tampoco caracteriza a rocas que se dividen fácilmente según bloques o columnas. O sea, la roca toma la apariencia de una masa irregular y compacta en el campo, como es el caso del granito, del gabro, de la riolita, etc.

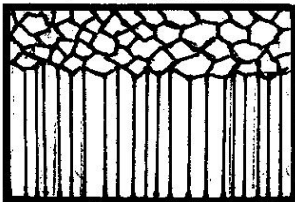
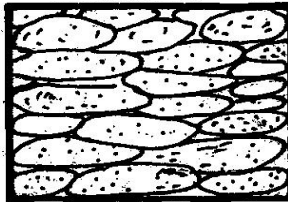
b) Estructura fluidal. - Esta estructura es lo contrario de la anterior, se determina cuando los minerales forman bandas orientadas, que expresan movimientos direccionales ocurridos antes de su enfriamiento total. En algunas lavas, esta estructura está muy caracterizada por el vidrio volcánico y se conoce también como estructura traquítica.

c) Estructura vesicular o porosa. - Esta estructura ocurre característicamente en las rocas volcánicas, cuyos gases escaparon violentamente dejando abiertos los poros y oquedades pequeñas por donde salieron. Hay casos en que estas vesículas se rellenan por soluciones magmáticas tardías que precipitan sus productos en forma de minerales, tales como las zeolitas, calcita y cuarzo, los cuales pueden acompañarse por minerales depositados por las aguas circundantes, principalmente calcita. Las vesículas rellenas se denominan amígdulas cuando son pequeñas y amígdalas cuando son mayores. Este tipo de estructura también se llama amigdular.

a) Estructura masiva b) Estructura fluidal c) Estructura vesicular

Gráf. Nro. 20: Estructuras de las rocas ígneas

d) Estructura prismática. - Este tipo de estructura se observa en las coladas basálticas y se caracteriza por la disposición columnar que toman las rocas, y forman prismas columnares de cinco o seis lados. Su explicación es similar a la del fenómeno que ocurre en el lodo al secarse, adoptando formas bastante simétricas.

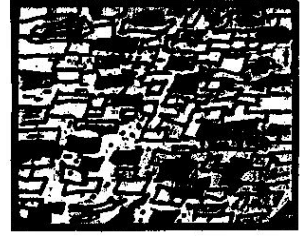
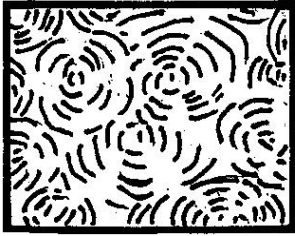
e) Estructura en almohada. - Las estructuras en almohada se conocen como pillow lavas. Se trata de lavas en disposición similar a la de un conjunto de almohadas dispuestas unas sobre otras. Estas lavas son generalmente basálticas y se depositan en el mar, influyendo durante un tiempo más o menos largo. Este tipo de materiales son producto de volcanes submarinos o volcanes situados cercanos a la costa, cuyos productos son fluidos hacia el mar y estos al enfriarse forman estos cuerpos especiales.

f) Estructura taxítica. - Esta estructura tenemos cuando partes de una roca se diferencian de otras por su mineralogía o por su textura.

d) Estructura prismática e) Estructura en almohada f) Estructura taxítica

Gráf. Nro. 21: Estructuras de las rocas ígneas

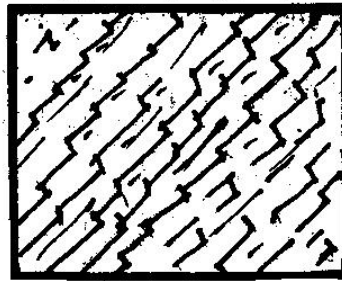
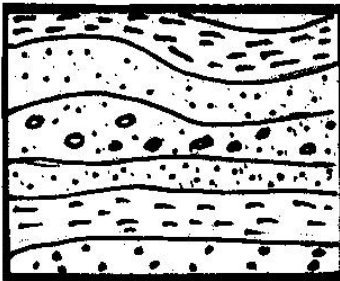
g) Estructura esferoidal. - Tenemos cuando la roca está constituida por capas concéntricas dispuestas alrededor de un centro de cristalización. Materiales con este tipo de estructura se encuentran en los fondos marinos o también se forman al meteorizar las rocas intrusivas.

h) Estructura gnéisica. - Es aquella donde existe una disposición subparalela de los minerales máficos.

i) Estructura traquitoidea. - Es una estructura similar a la anterior, pero con la diferencia que los minerales que se disponen sub-paralelamente son los feldespatos.

g) Estructura esferoidal h) Estructura Gnéisica i) Estructura Traquitoidea

Gráf. Nro.22: Estructuras de las rocas ígneas

j) Estructura bandeada. - Esta estructura se caracteriza por la disposición de capas alternantes de diferente mineralogía y textura.

k) Estructuras especiales. - Una estructura que vale la pena mencionar es aquella que han adoptado ciertas rocas graníticas que tienen la característica de romperse en forma de bloques o formas tabulares. Rocas con este tipo de estructura tenemos en el puente peatonal que une al poblado de Gualel con el barrio San Francisco del cantón y provincia de Loja.

j) Estructura bandeada k) Estructura especial (tabular)

Gráf. Nro. 23: Estructuras de las rocas ígneas

7 I CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Para la clasificación de las rocas ígneas se conocen varios sistemas; todos ellos son artificiales en un detalle o en otro y todos se basan en ciertas características que se pueden determinar en el campo, en ejemplares de mano o en el laboratorio. A lo largo de la historia los geólogos han hecho una serie de propuestas para dar nombre a las rocas, pero no todas han sido compatibles entre sí, y una misma roca recibía diferentes nombres.

En 1964 y 1967 A. Strekeisen, petrólogo de la Universidad de Viena, señaló los problemas inherentes a la clasificación y nomenclatura de las rocas ígneas y planteó una nueva propuesta. En 1970 la International Unión of Geological Sciences (IUGS) creó una

Subcomisión para la Sistemática de Rocas Ígneas, la cual, en su reunión de 1972 en Montreal, recomendó utilizar el sistema propuesto por Strekeisen.

En su forma actual el sistema de clasificación y nomenclatura recomendado por la IUGS se sigue basando en los trabajos de **Strekeisen** y ha sido compendiado por LE MAITRE et al. (1989).

El primer criterio que se debe considerar para la clasificación de las rocas ígneas es el nivel de emplazamiento (intrusivo o extrusivo). Si se desconoce la forma de ocurrencia de la roca, se puede recurrir a la simplificación de asumir que las rocas de textura fanerítica son intrusivas y las porfiríticas o afaníticas son extrusivas, es decir, para esta clasificación lo primero que se toma en cuenta es el **aspecto textural** y segundo, la **composición mineralógica.**

Después de hacer el análisis modal de la roca, se agrupan los minerales en siálicos (claros) y máficos (oscuros) y se suma los porcentajes de minerales máficos (M), de acuerdo a como se explicará mas adelante.

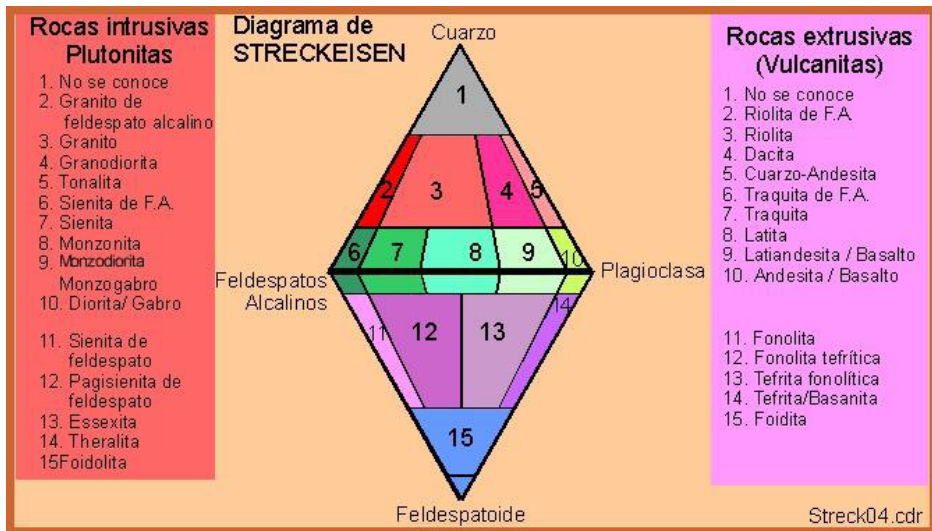
Q = cuarzo
A = feldespato alcalino
P = plagioclasa con componente de Anortita > 5%
M = minerales máficos (olivino, piroxenos, anfíboles, biotita)

Los componentes a utilizar para dar nombre a la roca se deben recalcular al 100% y los porcentajes así recalculados se plotean en el diagrama correspondiente (de Strekeisen). El nombre del campo del diagrama donde se ubica el punto ploteado será el nombre de la roca. Para el caso de rocas porfiríticas se considera además el contenido relativo de fenocristales/matriz.

Las rocas piroclásticas se pueden clasificar en función a su composición (siguiendo los criterios expuestos líneas arriba) o en función al tamaño y naturaleza de los clastos.

Gráf. Nro. 24: Diagrama de fases para la determinación de un tipo de roca ígnea por el contenido mineralógico (Diagrama de Strekeisen)

CAMPO	ROCA IGNEA	ROCA EXTRUSIVA
1a	cuarzolita	Cuarzolita
1b	cuarzo granito	Cuarzo riolita
2	granito alcalino	Riolita alcalina
3	granito	Riolita
4	granodiorita	Dacita
5	tonalita	Dacita
6*	cuarzo sienita alcalina	Cuarzo traquita alcalina
7*	cuarzo sienita	Cuarzo traquita
8*	cuarzo monzonita	Cuarzo latito
9*	cuarzo monzo diorita/grabro	Cuarzo latiandesita/basalto
10*	cuarzo diorita/gabro	Cuarzo andesita/basalto
6	sienita alcalina	Traquita alcalina
7	sienita	Traquita
8	monzonita	Latita
9	monzo diorita/gabro	Latiandesita/basalto
10	diorita/gabro	Andesita/basalto

Cuadro 10: Clasificación de las rocas ígneas de acuerdo a Strekeisen

Gráf. 24.1. Diagrama de streckeisen ilustrativo y complementario del Gráfico Nro. 24.

Para la clasificación o identificación de las rocas ígneas (intrusivas o volcánicas), usando del diagrama de STRECKEISEN, el mismo que parte del listado de los minerales componentes de las rocas en estudio con sus respectivos porcentajes como se indicó anteriormente, hay que tomar en cuenta que una roca ígnea siempre está compuesta de muchos minerales, entre ellos pueden estar: cuarzo, feldespatos alcalinos (sódicos y

potásicos), plagioclasas (feldespatos sódico-cálcicos), piroxenos, hornblendas, biotitas, entre otros; sin embargo, para la clasificación e identificación de la roca sólo se toma en cuenta los minerales siálicos, sumar sus porcentajes; por ejemplo, la sumatoria de los porcentajes de un ensayo es: **91,40%**.

Este 91,40% hay que multiplicar por un factor para ajustar el 100% de la siguiente manera:

$$91,40 \times n = 100$$

$$n = 100/91,40$$

$$\mathbf{n = 1,0940919}$$

Si multiplicamos el factor **n** por los porcentajes parciales de los minerales componentes siálicos se tiene:

ORD.	MINERALES	(%) PARCIAL	(%) RECALCULADO
1	Cuarzo	21,50	21,50x1,0940919 **= 23,52297585**
2	Feldespatos alcalinos (K)	24,22	24,22x1,0940919 **= 26,49890582**
3	Feldespatos sódico-cálcicos (Plagioclasas)	45,68	45,68x1,0940919 **= 49,97811799**
	TOTAL	**91,40**	**100,00**

Con los porcentajes parciales recalculados, se procede a determinar la roca a través del **sistema interactivo** de Streckeisen, el mismo que al introducir los porcentajes de los minerales siálicos antes mencionados en la tabla respectiva, ubica un punto rojo en la zona o campo al que corresponde la roca en estudio, tal como se ilustra en el gráfico siguiente:

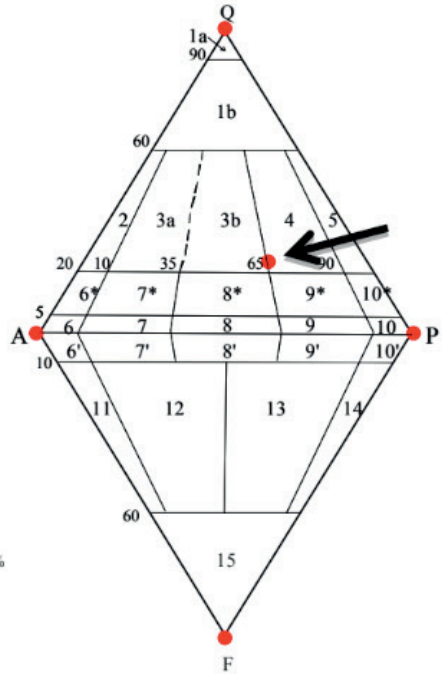
NOTA: Este gráfico es una copia del diagrama interactivo de Streckeisen, presentado en Excel.

CLASIFICACION MODAL DE UNA ROCA PLUTONICA EN EL TRIANGULO Q-A-P-F (Streckeisen, 1976)

Entra aquí la fracción modal, M

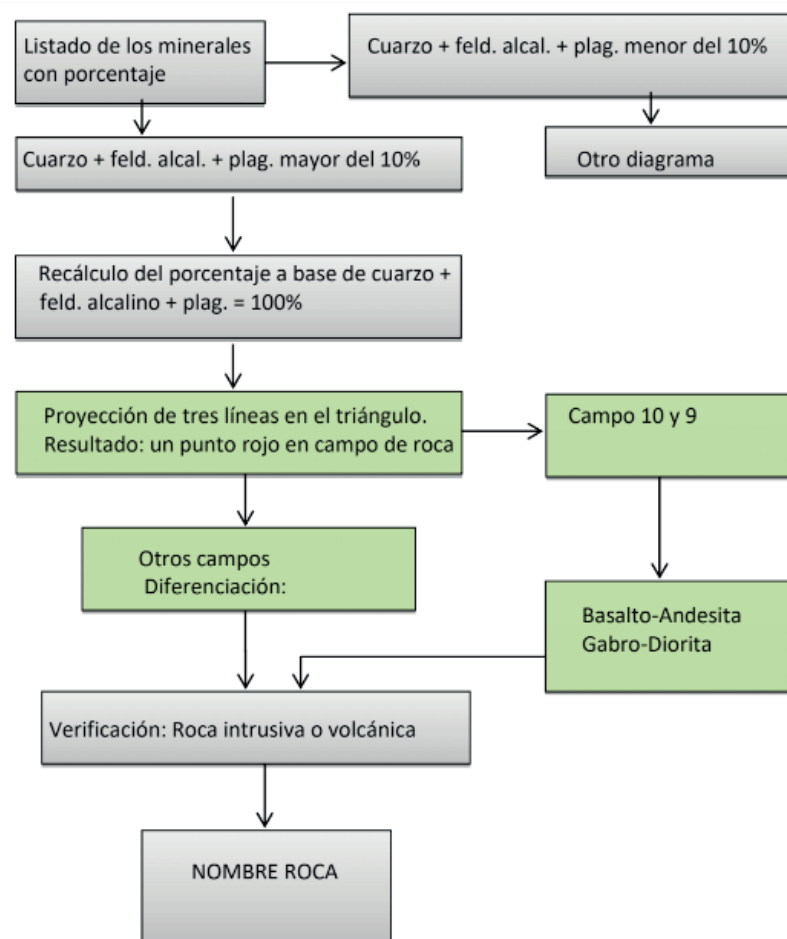
componente	M	% relativo
Q	23,5306346	23,53
A	26,4989059	26,50
P	49,9781182	
F	0	

Criterios adicionales para gabros	
cpx + pl	gabro "sensu stricto"
opx + pl	norita
opx + cpx + pl	gabronorita
ol + pl	troctolita
hbl + pl	gabro hombléndico

CAMPOS	NOMBRES
1a	cuarzolita o silexita
1b	granitoides ricos en cuarzo
2	granito de feldespato alcalino; con bajo índice de color: alaskita
3a	sienogranito
3b	monzogranito, adamellita
4	granodiorita
5	tonalita, cuarzodiorita; con bajo índice de color: trondjemita
6*	cuarzo-sienita de feldespato alkalino
6	cuarzo-sienita
6'	sienita feldespatoidal, pulaskita
7*	cuarzosienita
7	sienita
7'	miaskita
8*	cuarzo-monzonita
8	monzonita
8'	monzonita feldespatoidal
9*	cuarzo-monzodiorita, cuarzo-monzogabro
9	monzodiorita, monzogabro
9'	monzodiorita o monzogabro feldespatoidal
10*	cuarzodiorita, cuarzogabro
10	gabro (%An en plagioclasa > 50%) o diorita (%An en plagioclasa < 50%
10'	gabro o diorita feldespatoidal
11	sienita nefelínica, foyaita, lujavrita
12	plagifoyaita
13	essexita
14	theralita, teschenita si tiene analcima
15	foidolita

Gráf. 24.2 Copia del diagrama interactivo de Streckeisen

De esta manera se establece que la roca analizada es un **monzogranito**, llamada también **adamellita;** sin embargo, al haberse ubicado el punto del sistema interactivo en el límite entre los campos 3b y 4, podría también denominarse como una **granodiorita.** Además, se debe notar que si se considera el gráfico 24.1, todo el campo 3 corresponde al granito y el campo 4 corresponde a la granodiorita, por lo tanto, al estar ubicado el punto rojo en el límite entre estos dos campos, la roca sería bien un granito o bien una granodiorita.

Un aspecto muy importante que debe tomarse en cuenta cuando se analiza una roca ígnea, es determinar si la roca es ígnea intrusiva, o una roca ígnea volcánica; este particular se determina por la textura de la roca, pudiendo ser: textura afanítica para las rocas volcánicas y fanerítica para las rocas intrusivas.

Esquema para determinar el tipo de roca en función del Sistema de Streckeisen

Por su parte Savaritzki (geólogo ruso), a las rocas ígneas los ha clasificado en siete grupos, y a cada uno de estos grupos, los ha sub-clasificado en intrusivas, filonianas y efusivas (esta sub-clasificación no la vamos a abordar), solamente citaremos algunos aspectos enunciados por Savaritzki.

Estos grupos por su contenido de SiO_2 tienen una correspondiente clasificación químico-mineralógica como se observa en el gráfico pertinente (Gráf. 25).

Los límites entre los grupos se basan en la presencia o ausencia de algún mineral principal y en el número de las plagioclasas. Cada grupo tiene un nombre constituido de dos palabras (con excepción del primer grupo), la primera palabra es el nombre de la roca intrusiva más significativa de este grupo, y la segunda es el nombre de la roca efusiva también más significativa del grupo. Estos grupos son:

1. Grupo de las peridotitas (rocas intrusivas)
2. Grupo del gabro-basalto
3. Grupo de la diorita-andesita.
4. Grupo del granito-riolita y granodiorita-dacita.
5. Grupo de la sienita-traquita.
6. Grupo de la sienita nefelínica-fonolita.
7. Grupo de la teralita (gabroides alcalinos) -basaltoides.

El primer grupo está constituido por un solo nombre que pertenece a la roca intrusiva, ya que en este grupo no existen rocas efusivas.

En la parte inferior en el diagrama de Savaritzki consta el contenido de SiO_2 para cada uno de los grupos. De acuerdo a la clasificación química se tendrá:

Rocas	***Quimismo***
Peridotita	Ultra básica.
Gabro	Básica.
Diorita	Media.
Granodiorita	Media
Granito	Ácida.
Sienita	Media.
Sienita nefelínica	Media – Básica.
Teralita	Básica ultra básica.

Cuadro 11: Clasificación de las rocas ígneas por su quimismo

En el eje de las ordenadas (eje y) consta la composición mineralógica en %. Este porcentaje crece hacia arriba, las intersecciones de las líneas inclinadas con las verticales de cada grupo están marcadas con un número, que corresponde al porcentaje de determinado mineral. En el campo de las plagioclasas existen dos números que corresponden al intervalo en que puede variar el número de las plagioclasas.

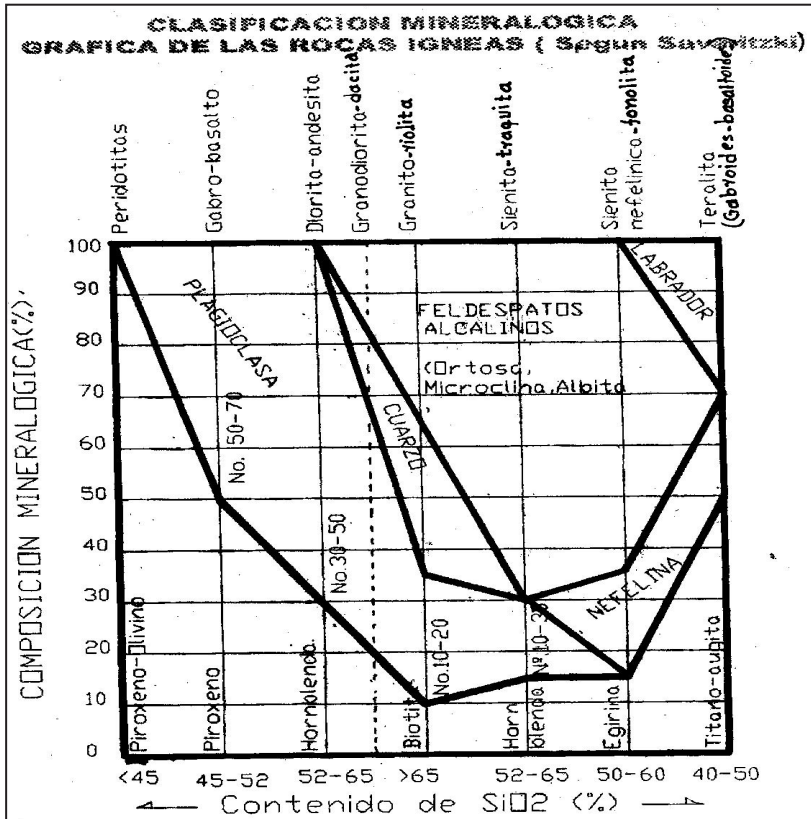
Por ejemplo: en el grupo del gabro existe el número 50-70, eso quiere decir que las plagioclasas que se encuentran en las rocas pertenecientes a este grupo deben tener un número que varían únicamente entre 50-70. Las plagioclasas más básicas están en el lado izquierdo y las más ácidas en el lado derecho.

Para conocer la composición mineralógica de un determinado grupo se debe observar los minerales que interceptan la línea vertical de ese grupo, con su respectivo porcentaje. Ejemplo:

Gabro: Está constituido de un 50% de piroxenos y un 50% de plagioclasas.

Granito: Consta de 10% de biotita; 25% de plagioclasas, 30% de cuarzo; 35% de feldespatos alcalinos.

Del gráfico se desprende que existe una determinada correspondencia entre las

cantidades de los minerales máficos y de los minerales siálicos, pero en cierto tipo de rocas pueden existir variaciones. Si existe un mayor contenido de minerales siálicos, la roca se denomina LEUCOCRÁTICA. Por ejemplo, si en el gabro existe un 65% de plagioclasas y 35% de piroxenos, la roca se denomina GABRO LEUCOCRÁTICO.

Gráf. Nº 25: Clasificación mineralógica gráfica de las rocas intrusivas. (Clasificación según Savaritzki)

Si en una roca existe mayor cantidad de minerales máficos, la roca se denomina MELANOCRÁTICA. Por ejemplo, si en el gabro hay 60% de piroxenos y 40% de plagioclasas, la roca será GABRO- MELANOCRATICO.

También existen rocas que por su composición mineralógica están localizadas en el intermedio de dos grupos en cuyo caso, la roca toma el nombre de los dos adyacentes. Por ejemplo: Grano-Diorita; Grano-Sienita. Esta última posibilidad no se halla ubicada en la gráfica, pero se la puede asumir su existencia; estaría ubicada entre el granito y la sienita con su respectivo contenido mineralógico.

No existen rocas localizadas en grupos separados con excepción de la Sienita, la cual tiene dos combinaciones: Gabro-Sienitas conocidas como Monzonitas y Sienitas-Dioritas.

En la actualidad existen más de 1000 nombres de rocas ígneas, pero los más usados son

cerca de 100 y se aconseja no dar nuevos nombres si sólo son variaciones, y al contrario, poner el nombre ya establecido indicando su variación.

7.1 Características de la clasificación de las rocas ígneas efusivas

Como ya se indicó anteriormente, en cada grupo existen rocas intrusivas y efusivas; la principal roca efusiva de cada grupo se incluye en el nombre del grupo como por ejemplo:

Gabro – Basalto

Diorita – Andesita, etc.

La descripción de la composición mineralógica en las rocas efusivas generalmente se la hace en base a los fenocristales, ya que es común una matriz afanítica (todas las rocas efusivas tienen el mismo tipo de pasta o matriz).

Se ha observado que los fenocristales de las rocas efusivas son un poco más básicos que sus correspondientes minerales en sus análogos intrusivos, por ejemplo: en el basalto existe olivino y no piroxeno como en el gabro.

En base a la alteración de minerales dentro de las rocas efusivas se conocen dos grupos: rocas efusivas SENOTÍPICAS o frescas, y rocas efusivas PALEOTÍPICAS o alteradas.

Para las rocas senotípicas es característico: vidrio volcánico inalterado, plagioclasas transparentes, ausencia o pequeña presencia de minerales secundarios.

Para las rocas paleotípicas es característico: No tienen vidrio volcánico, sino alteraciones; las plagioclasas son opacas y están sericitizadas. Existen gran cantidad de minerales secundarios: cloritas, actinolitas, caolín, epidota, sericita, etc.

7.2 Características de la clasificación de las rocas ígneas filonianas

Las rocas filonianas se encuentran en forma de diques, intruyendo rocas de diferente génesis y composición mineralógica también diferente.

Para las rocas filonianas es característico una composición mineralógica igual a la de sus análogas efusivas, diferenciándose únicamente por la textura que es macrocristalina, porfírica o porfirítica.

El nombre de las rocas filonianas es igual al de las intrusivas con el sufijo porfírico o porfirítico. También algunos autores utilizan el término pórfido. Por ejemplo, pórfido granítico, pórfido riolítico, pórfido diorítico, etc.

Los conceptos leucocrático y melanocrático se usan en el mismo sentido que para las rocas intrusivas.

Las rocas leucocráticas pueden ser de los siguientes tipos:

Aplitas. - Son rocas de color blanquecino, compuestas exclusivamente de minerales siálicos (claros); el nombre de la roca viene dado por el tipo de mineral siálico que exista de acuerdo con la clasificación de los grupos. Estas rocas tienen generalmente textutura cristalina fina. Ejemplo: aplitas dioríticas, aplitas sieníticas, etc.

Pegmatitas. - Son rocas que tienen textura cristalina gruesa y muy gruesa, la composición mineralógica es parecida a la de las aplitas y su nombre también viene determinado por el grupo al que pertenecen los minerales siálicos que la componen.

Ejemplo: pegmatita diorítica, pegmatita granítica, etc.

A continuación, se expone una clasificación un poco más sencilla y práctica en función de la composición química y la textura. Esta clasificación nos puede servir mucho a la hora de definir el tipo y nombre de una roca encontrada en el campo (afloramiento) en base a los parámetros anteriormente mencionados.

Composición química		Granítica (félsica)	Andesítica (intermedia)	Basáltica (máfica)	Ultramáfica
Minerales dominantes		Cuarzo Feldespato potásico Plagioclasa rica en sodio y calcio	Anfíbol Plagioclasa rica en sodio y calcio	Piroxeno Plagioclasa rica en calcio	Olivino Piroxeno
Minerales accesorios		Anfíbol Moscovita Biotita	Piroxeno Biotita	Anfíbol Olivino	Plagioclasa rica en calcio
TEXTURA	Fanerítica (grano grueso)	Granito	Diorita	Gabro	Peridotita
	Afanítica (grano fino)	Riolita	Andesita	Basalto	Komatita (poco común)
	Porfídica	«Porfídico» precede cualquiera de los nombres anteriores siempre que haya fenocristales apreciables			Poco comunes
	Vítrea	Obsidiana (vidrio compacto) Pumita (vidrio vacuolar)			
	Piroclástica (fragmentaria)	Toba (fragmentos de menos de 2 mm) Brecha volcánica (fragmentos de más de 2 mm)			
Color de la roca (basado en el % de minerales oscuro)		0% a 25%	25% a 45%	45% a 85%	85% a 100%

Gráf. Nro. 26: Clasificación de las principales rocas ígneas por su composición mineral y su textura.

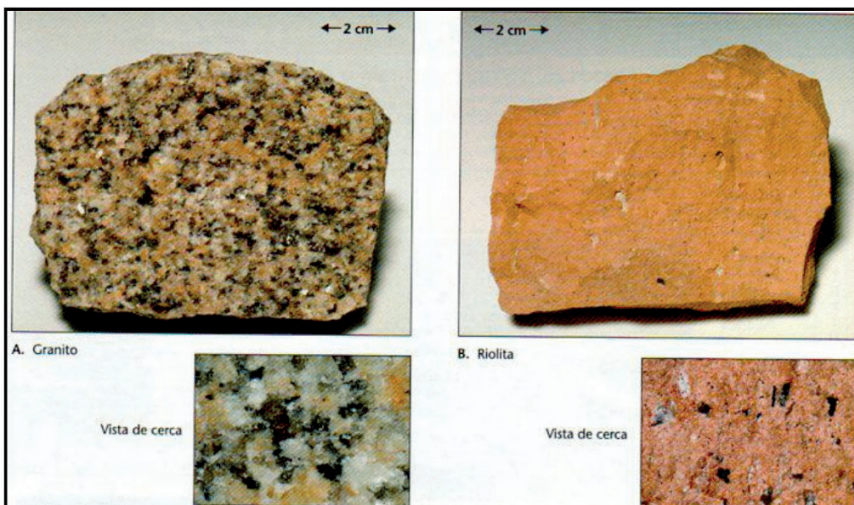



Gráfico Nro. 27: Vista de una roca intrusiva (granito) y una roca extrusiva (riolita)

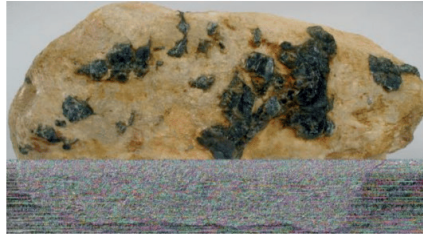



Gráfico Nro. 28: Aspecto de una roca filoniana (pegmatita) en las dos fotografías

8 I DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ROCAS ÍGNEAS

Para la descripción de las rocas ígneas en el presente documento se utiliza la metodología adoptada por la Escuela de Geología de la Universidad Estatal de Guayaquil y resumida por el Geólogo William Chávez; que para la descripción ha dividido en diez grupos o familias. Esta clasificación es muy semejante a la clasificación de Savaritzki, pero menos compleja. Para la descripción de las rocas ígneas se las ha clasificado de la siguiente forma:

- **1. Grupo del granito-riolita***
- **2. Grupo de la granodiorita-riodacita o cuarzolatita, tonalita-dacita***
- **3. Grupo de la sienita-traquita***
- 4. Grupo de la monzonita-latita
- **5. Grupo de la diorita-andesita***
- **6. Grupo del gabro-basalto***
- **7. Grupo de las sienitas-fonolitas feldespatóidicas***
- 8. Grupo de la tefrita-basanita subsaturadas
- **9. Grupo de las peridotitas***
- 10. Grupo de las rocas filonianas.

(*) Pares de rocas en la clasificación de Zavaritzki

8.1 Grupo del granito-riolita

A) Granito

Tipo. - Los granitos son rocas intrusivas o plutónicas e hipoabisales.

Quimismo. - Los granitos son siálicos.

Mineralogía. - La composición mineralógica es muy relativa, puesto que depende

de la clase de granito que se trate; sin embargo, un granito típico puede contener los siguientes componentes (se observa en el siguiente cuadro):

Gráf. 29: Vista de una muestra de granito

MINERALOGÍA DEL GRANITO		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**COMPOSICIÓN PORCENTUAL**
Siálicos	Cuarzo	10-40%
	Feldespatos potásicos	30-60%
	Plagioclasas	0-35%
Máficos	Biotita	10-35%
	Hornblenda	10-35%

Cuadro 12: Contenido mineralógico del granito

En la naturaleza se distinguen dos grupos de granitos, siendo los siguientes:

1. **Granitos calco-alcalinos**, son los más abundantes y tienen la siguiente composición mineralógica:

MINERALOGÍA DEL GRANITO CALCOALCALINO	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
Minerales principales	Cuarzo
	Feldespato potásico, que puede ser ortosa o microclina.

Minerales accesorios	Plagioclasa del tipo oligoclasa
	Biotita
	Pirita
	Circonio
	Monacita
	Turmalina

Cuadro 13: Contenido mineralógico del granito calco-alcalino

Ocasionalmente puede haber también pequeñas cantidades de piroxeno rómbico, piroxeno monoclínico, hornblenda y granate.

Aspecto. - El color es variable entre rosado claro y rojo oscuro, presentando a veces manchas azuladas.

Textura y estructura. - Los granitos son granudos alotriomorfos de grano uniforme, desde el fino hasta el grueso. Por lo general, los constituyentes máficos y las plagioclasas van desde algo hipidiomorfos a idiomorfos y en cuanto al cuarzo y el feldespato potásico son alotriomorfos. Los minerales accesorios como el zircón, la apatita, la esfena y la magnetita son idiomorfos. En cuanto a la estructura, estas rocas son densas o masivas en pequeña escala, pero a veces orientadas cuando se las observa en grandes afloramientos

2. Granitos alcalinos. - La mineralogía de los granitos alcalinos se expone en el siguiente cuadro:

MINERALOGÍA DEL GRANITO ALCALINO	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
Minerales principales	Cuarzo
	Feldespato potásico (ortosa o microclina)
	Plagioclasa del tipo albita u oligoclasa
	Biotita
Minerales accesorios	Magnetita
	Apatita
	Pirita
	Zircón
	Turmalina
Minerales accidentales o secundarios	Muscovita (mica blanca)
	Hornblenda
	Piroxeno
	Granate

Cuadro 14: Contenido mineralógico del granito alcalino

Aspecto. - En este tipo de rocas el color va desde el blanco, gris claro, rosado,

amarillento en masa, hasta verdosos cuando están muy alterados, en el caso de la existencia de gran cantidad de minerales máficos.

Textura y estructura. - La textura es granular hipidiomórfica, ocasionalmente el feldespato tiende a organizarse en grandes cristales que confieren a la roca una textura porfirítica. En cuanto a la estructura, es densa con granos de tamaño medio a fino, a veces dispuestos con neta orientación.

Yacimientos. - Los granitos en general se encuentran en todos los tipos de masas plutónicas e hipoabisales, formando batolitos, stocks y plutones de diversas formas y tamaños que son clasificados en tres categorías:

- Las enormes masas generalmente gnéisicas de los escudos continentales pre-cámbricos.
- Batolitos en los núcleos de cadenas montañosas plegadas.
- Las masas intrusivas graníticas de tamaño relativamente pequeño, como diques, lacolitos, etc.

La primera categoría se la atribuye al metasomatismo regional, la segunda, a fusión en la base de los geosinclinales y la tercera, a la inyección de magma granítico en estado fundamentalmente líquido.

Los granitos con feldespatos alcalinos forman inmensos batolitos homogéneos en los escudos precámbricos, derivados probablemente de fenómenos de anatexia. Los granitos alcalinos propiamente dichos constituyen zonas marginales diferenciadas, en el borde de los cuerpos intrusivos menores, especialmente si se han situado a baja profundidad. Se trata probablemente de formas tardías de diferenciación, en conexión en gran parte con la acción de los fluidos negmatolíticos y debido a ello, son ricos en minerales raros de elementos químicos poco comunes, con elevada tasa de oxidación.

Los granitos que contienen pertitas son considerados como derivados de un rápido enfriamiento del magma; los que contienen dos feldespatos separados en cambio derivan de un enfriamiento lento, a temperatura más baja en presencia de elevadas presiones de agua.

Localidades. - Como granito típico provisto de feldespatos alcalinos puede mencionarse el denominado “granito rojo de Suecia”. Este tipo de granito se lo encuentra en Noruega, Finlandia, Canadá, etc.

Extensos batolitos precámbricos de granito se encuentran en los escudos: Báltico, canadiense, ruso, brasilero y africano.

Los llamados granitos ercínicos de Alemania, Suiza (Argo Tardo) y Francia (Monte Blanco, Aiguilles-Ranges y Pirineos), son de extensión más limitada.

En el Ecuador se tiene grandes afloramientos a lo largo de la Cordillera Occidental, pero como un afloramiento de grandes dimensiones se la tiene al Sur-Oeste de Loja, en el llamado Batolito de Tangula; exactamente al Sur Oeste de Cariamanga; apareciendo también al Sur de Tangula, puesto que todo el perímetro está formado de una asociación de granodiorita y tonalita.

Granitos típicos existen también en la Provincia de Zamora Chinchipe en el Intrusivo de Zamora que aflora en la periferia de la ciudad del mismo nombre, especialmente en el sector de la cascada “La Poderosa” en el Parque Nacional Podocarpus, muy cercana al río Bombuscaro.

También se tiene afloramientos en los cerros de Abitagua al N de Puyo, en Azafrán entre los ríos Verde y San Francisco, afluentes N del río Pastaza. En Las Juntas al N de Loja. En la Puerta a 33 Km de Ambato, al O de Cerro Hermoso, etc.

Interés práctico. - Frecuentemente constituye un elemento apreciado para la construcción, particularmente decorativo en placas pulimentadas. El denominado “granito rojo de Suecia” es el más comercial. Otros tipos de granitos principalmente alcalinos se explotan casi de modo exclusivo por la extracción de minerales de las tierras raras. Los que tienen gran cantidad de pirita también son explotados.

B) Riolita

Tipo. - Las riolitas son rocas ígneas efusivas.

Quimismo. - Son siálicas, siálicas - alcalinas.

Mineralogía. - Contiene:

MINERALOGÍA DE LA RIOLITA	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
Minerales principales	Cuarzo
	Feldespatos (sanidina, anortoclasa, albita),
Minerales accesorios	Piroxeno monoclínico sódico (egirina-ugita),
	Anfíbol sódico (riebeckita)
	Olivino

Cuadro 15: Contenido mineralógico de la riolita

Gráf. 30: Vista de una muestra de riolita

Aspecto. - El color varía entre claro a muy claro, en este caso se tiene a veces blanquesinas, verdosas, rojizas y colores obscuros desde el verde al negro, para el caso de la obsidiana y la pantelerita (roca efusiva que deriva del nombre de Pantelierita, Italia).

Textura y estructura. - En cuanto a la textura es generalmente afanítica, pero también existen con textura porfirítica, con fenocristales de los componentes esenciales en una masa de fondo esencialmente vítrea con poquísimo cuarzo. Pero la variedad obscura denominada pantelerita tiene presencia de anortoclasa, egirinaugita. En la variedad comendita tiene presencia de sanidina y anfíboles sódicos, es microgranular o micropegmatítica, aunque raras veces con cristales ricos en sílice. La pasta de fondo puede variar entre totalmente holohialina a totalmente cristalina.

Las riolitas presentan generalmente estructuras masivas, fluidales y a veces prismáticas como las riolitas porfiríticas del Guayabal (Provincia de Loja).

Yacimientos. - Las riolitas siálicas alcalinas, son muy raras y limitadas a coladas fuertemente diferenciadas en sentido alcalino sódico, quizá por derivación de magmas anatéxicas, o bien por la exportación de componentes fundentes a baja temperatura de un magma basáltico mediante un flujo gaseoso.

La riolita típica se deriva de un magma granítico muy viscoso: se lo encuentra en cúpulas de chimeneas, filones y raramente en coladas de lava.

Son abundantes y frecuentes en las grandes acumulaciones volcánicas en las regiones orogénicas, asociadas a andesitas y basaltos, y con menos frecuencia a latitas y cuarzo-latitas.

Localidades.- En la variedad pantelerita, se la encuentra en la Isla de Pantellerita (Italia), aunque también existe en Dancalia (Etiopía), Somalia y el Rift Centroafricano (Uganda y Tanzania).

La comendita, además de la localidad de Comende en la Isla de San Pedro, y en la Cerdeña. Se la encuentra también en Dancalia, en el Rift Centroafricano y en Córcega.

Como riolita típica abunda en Hungría, Rumania, África Oriental, en California y en Japón.

En el Ecuador se la encuentra de Norte a Sur en los Andes, principalmente en la Cordillera Occidental y Central, se observa típicos afloramientos a lo largo de la carretera desde Riobamba hasta Ibarra.

En la serie volcánica de Pastaza. En Portovelo se tiene tobas riolíticas en el Grupo Carboncillo (Fm. Tarqui). En el Cerro Zaruma Urco a 2 Km. N.O. de Zaruma.

Interés práctico. - La riolita alcalina carece de interés industrial, no así la riolita típica que se la utiliza en la industria como aislantes acústicos y térmicos en la construcción. La variedad utilizada en este caso es la perlita.

La variedad vacuolar se la utiliza en depuración química en filtros con absorción selectivo y en la fabricación de abrasivos, la obsidiana se la emplea ocasionalmente para la fabricación de lana de vidrio.

8.2 Grupo de la granodiorita-riodacita o cuarzolatita, tonalita-dacita

A) Granodiorita

Tipo. - Las granodioritas son rocas intrusivas.

Quimismo. - Son del tipo intermedio.

Mineralogía. - Contiene:

MINERALOGÍA DE GRANODIORITA		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**COMPOSICIÓN PORCENTUAL**
Siálicos	Cuarzo	10-35%
	Feldespatos potásicos	30-40%
	Plagioclasa sódica	25-45%
Máficos	Biotita	10-30%
	Hornblenda	10-30%

Cuadro 16: Contenido mineralógico de la granodiorita

Gráf. 31: Vista de una muestra de granodiorita

En las granodioritas, el feldespato potásico es la ortosa o la microclina, mientras que la plagioclasa por lo general puede ser oligoclasa y con menos frecuencia andesina, puede estar zonada. En algunos tipos de granodioritas piroxénicas hay núcleos de labradorita.

Los minerales máficos corrientes son la biotita parda y rara vez la verde, la hornblenda verde está generalmente asociada a la biotita. Algunas variedades contienen piroxenos, generalmente diópsido o augita, rara vez hiperstena con aureolas de hornblenda. Los minerales accesorios comunes son: apatita, magnetita, ilmenita, zircón, esfena y granate. Los productos de alteración son: sericita, caolinita, calcita, clorita, limonita, esfena, hematites, etc.

En cuanto a las variedades mineralógicas son: **granodiorita biotítica o normal**, granodiorita hornbléndica biotítica, granodiorita hornbléndica, granodiorita augítica e

hiperesténica.

Aspecto. - En cuanto al color de las granodioritas en masa, es entre gris claro y gris oscuro.

Textura y estructura. - La textura de las granodioritas, por lo general es equigranular, de grano medio, aunque también existen tipos aplíticos y pegmatíticos.

Existen granodioritas porfídicas, pero no son comunes. Los fenocristales son de feldespato potásico, plagioclasa y minerales máficos.

La textura normal es granuda hipidiomórfica con gradaciones hacia granuda halotriomorfa en los tipos ricos en feldespato potásico. La plagioclasa y los máficos presentan tendencia hacia el hipidiomorfismo; el cuarzo y el feldespato son alotriomorfos, presentando el cuarzo extinción ondulante.

Las estructuras de las granodioritas son masivas o densas, pero a veces sus componentes pueden adquirir cierta orientación debido a las presiones petrostáticas.

Yacimientos. - La granodiorita es una roca frecuente en pequeños plutones circunscritos alineados paralelamente a una línea tectónica de importancia regional, ésta parece derivar de un proceso anatéxico subsuperficial. La presencia de la granodiorita también es frecuente en: stocks, grandes diques concordantes y filones, y en plutones irregulares. Los pórfidos granodioríticos se presentan en filones y diques concordantes y como fases marginales de otras masas mayores de granodiorita.

Las rocas asociadas son: tonalitas o cuarzo-dioritas, gabros y granito subordinado.

Localidades. - Se tiene importantes afloramientos en Estados Unidos como es el batolito de Boulder en Montana el de Idaho, en las montañas de Sierra Nevada de California y el de Front Range de Colorado. En Italia es característica la granodiorita del macizo de Adamella-Presanella. Existen numerosos batolitos precámbricos en Estados Unidos. En Yugoslavia abundan en la región meridional. En Rumania en el macizo de los Tauri. En Austria, en Noruega Centro-meridional y en el Japón.

En el Ecuador se tienen asociados a los afloramientos graníticos, es decir, en lo bajo de la Cordillera de los Andes, parte principalmente Occidental.

En Alao aflora a 1 Km. de Pungalá y 10 Km. S.O. de Riobamba. En Amaluza intruye la Fm. Sacapalca y la Serie Zamora a unos 70 Km. al S.O. de Loja, en Balzapamba a 40 Km. de Babahoyo y 1 Km. del pueblo de Balzapamba vía Guaranda. En la Florida (El Oro) aflora en la quebrada El Guineo, aguas arriba de la población La Florida. En Pascuales aflora a 1 Km. al E. de Pascuales (Guayas). Una granodiorita biotítica aflora en la vía Loja-Catamayo a unos 2 km de la Urna del Villonaco con dirección a Catamayo.

Interés práctico. - La granodiorita por ser una roca muy similar al granito, incluso su textura es también similar, lo que determina que pueda ser utilizada para los mismos fines que el granito.

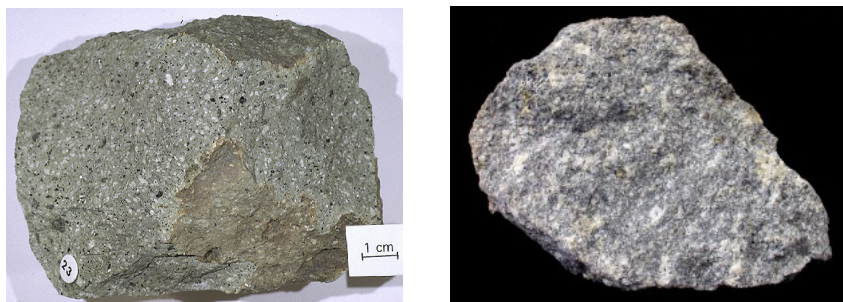
B) Riodacita o Cuarzolatita

Tipo. - Roca magmática efusiva.

Quimismo. - Intermedio.

Mineralogía. - La mineralogía de la riodacita se expone en el siguiente cuadro:

MINERALOGÍA DE LA RIODACITA O CUARZOLATITA		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**COMPOSICIÓN PORCENTUAL**
Siálicos	Cuarzo	10-35%
	Plagioclasa sódica	30-50%
	Feldespatos potásicos	20-30%
Máficos	Biotita	10-20%
	Hornblenda	10-20%
	Piroxeno	---
Minerales accesorios	Magnetita	---
	Ilmenita	---
	Apatita	---
	Esfena	---
	Zircón	---
	Tridimita	---
	Cristobalia	---
	Granate (muy raro)	---
Minerales secundarios	Sanidina	---
	Piroxeno tanto rómbico como monoclínico	---

Cuadro 17: Contenido mineralógico de la dacita

Gráf. 32: Vista de dos muestras de riodacita o cuarzolatita

La sanidina es el feldespato potásico común que puede aparecer como fenocristales, sólo en la matriz o en ambas formas. El Mineral más frecuente en fenocristales es la plagioclasa del tipo de alta temperatura, generalmente zonada normal y oscilatorio y con maclas complejas, variando su composición desde la andesina cálcica a la oligoclasa. La biotita forma fenocristales, la hornblenda de color verde olivo en fenocristales presenta diversos grados de alteración para pasar a oxihornblenda y por resorción marginal a óxidos de hierro; algunos fenocristales están sustituidos por agregados de augita, magnetita y feldespato. La augita se presenta en fenocristales y granos en la matriz. Algunas cuarzolatitas contienen fenocristales de cuarzo y de esfena.

En ocasiones la tridimita es el principal mineral de sílice de la pasta. Los productos

de alteración son: clorita, epidota, sericita, caolinita, calcita y hematites.

Aspecto.- El color de las riodacitas por lo general es gris de tono intermedio.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, por lo general son porfídicas con pasta holocristalina, hipocristalina y vítrea para el caso de la cuarzolatita vitrofídica. Los fenocristales pueden ser de cualquiera de los minerales principales; los de la matriz son principalmente feldespatos, cuarzo y piroxeno. En los tipos vítreos y criptocristalinos se observan a veces estructuras fluidales y también se conocen tipos tobáceos y de brechas volcánicas.

Yacimientos.- Se presentan en coladas de lava, apófisis, filones y cúpulas de modestas dimensiones, frecuentemente asociado y juntos localizados de elevada termalidad dentro o en el límite de las placas. Se presentan asociadas a dacitas, riolitas y traquitas.

Localidades.- Este tipo de rocas no son muy comunes pero se tienen afloramientos importantes en Lacio y Rocamonfina (Italia), Siebengebirge (Alemania), en islas del Océano Atlántico, Canarias, Azores, etc.

En el Ecuador se tienen afloramientos en algunos sectores de la Cordillera Occidental.

Interés práctico.- No tiene ningún valor comercial, pero sí geológico.

GRUPO DE LA TONALITA-DACITA

C) Tonalita (cuarzo diorita)

Tipo.- Roca magmática intrusiva o hipoabisal

Quimismo.- Intermedio

Mineralogía.- La composición química de la tonalita se expone en el siguiente cuadro:

MINERALOGÍA DE LA TONALITA		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**COMPOSICIÓN PORCENTUAL**
Minerales siálicos	Cuarzo	10-35%
	Plagioclasa sódica	50-60%
Minerales máficos	Biotita	10-35%
	Hornblenda	
Minerales accesorios	Magnetita	
	Limonita	
	Apatita	
	Esfena	
	Pirita	
	Zircón	
	Granate	
	Feldespatos potásicos	

Minerales de alteración	Clorita	
	Epidota	
	Sericita	

Cuadro 18: Contenido mineralógico de la tonalita

La plagioclasa, es por lo general la oligoclasa, y, con menos frecuencia la andesina. Pueden ser zonadas, como por ejemplo los núcleos de andesina con zonas exteriores de oligoclasa potásica y aureolas de crecimiento de anortosa. Son frecuentes las maclas polisintéticas en la albita. El feldespato potásico accesorio por lo general es la ortosa, con rara frecuencia la microclina. En caso de entrar la ortosa como esencial, las rocas se convierten en granodioritas.

La biotita es el máfico más abundante, puede estar presente sólo o acompañado de hornblenda verde.

Gráf. 33: Vista de una muestra de tonalita

Aspecto.- Son rocas de color gris intermedio, con frecuentes inclusiones de tonalidad obscura para el caso de las monacitas. Algunas tonalitas se caracterizan por presentar fenocristales de minerales máficos de tamaño significativo.

Textura y estructusa.- En cuanto a la textura es por lo general equigranuda hipidiomorfa, de grano medio a fino. Las tonalitas porfídicas son raras y los pórfidos tonalíticos son poco frecuentes. La textura aplítica, pegmatítica, gnéisicas son poco frecuentes. La textura normal de la biotita tiende generalmente a ser idiornorfa, la plagioclasa hipidiomorfa y el cuarzo alotriomorfo. En algunas ocasiones la plagioclasa se presenta en prismas idiomorfas gruesas, con cuarzo intersticial. El cuarzo puede estar en agregados o en granos.

La estructura de las tonalitas es densa, a veces con tránsito a fluidal. También presenta estructuras gnéisicas, pero son muy raras.

Yacimientos.- Se presentan en los batolitos y en los plutones circunscritos de tipo granitoide, donde constituye frecuentemente núcleos magmáticos de diferenciación precoz, a veces las tonalitas son también localizables en el margen de los plutones. Grandes masas de composición medianamente tonalíticas se han interpretado como producto de refusión anatéxica a grandes profundidades, a lo largo de geosuturas en fase de compresión, en ambiente rico en agua. Las dioritas cuarcíferas con variedades prácticamente idénticas desde el punto de vista químico, pero carecen de hornblenda; algunas se consideran derivadas de los gabros por fenómenos de hibridación con fluidos graníticos.

Localidades.- Son clásicas las tonalitas del macizo Adamelia-Presanelia con predominancia de plagioclasa euhedral. La diorita cuarcífera del Valle Macizo Italiano y Bregalia Suiza contienen ortosa en las masas de fondo. Son así mismo abundantes en el Batolito de Sierra Navada California y en el Range Oregón y en Canadá. En Noruega Meridional existen variedades ricas en cuarzo.

En el Ecuador se tiene presencia al Sur Oeste de Guayaquil, en el Complejo ígneo de Pascuales, como también a 1 Km. de Balzapamba vía Bilován.

Interés práctico.- Son utilizados para la construcción, tanto pulido como sin trabajar, a veces se emplea en la construcción de peldaños y gradas por presentar en lo general una buena resistencia a la flexión.

D) Dacita

Tipo.- Roca magmática efusiva e hipoabisal.

Quimismo.- Intermedio.

Mineralogía.- Contiene:

MINERALOGÍA DE LA DACITA	
GRUPO DE MINERALES	**COMPOSICIÓN MINERALÓGICA**
MINERALES PRINCIPALES	Cuarzo
	Plagioclasa zonada (composición entre labradorita y oligoclasa
	Biotita
	Hornblenda de color pardo
MINERALES ACCESORIOS	Sanidina
	Piroxeno rómbico
	Piroxeno monoclínico
MINERALES DE ALTERACIÓN	Sericita
	Caolinita
	Calcita
	Clorita
	Epidota
	Óxido de hierro
	Zeolita

Cuadro 19: Contenido mineralógico de la dacita

Gráf. 34: Vista de una muestra de dacita

Aspecto.- El color de la roca por lo general es gris de tono medio a oscuro.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, las dacitas son porfídicas: los fenocristales son de cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol, piroxeno, apatita, magnetita, algunas dacitas son vítreas con microlitos dispersos y pueden distinguirse de las riolitas y cuarzolatitas similares mediante el análisis químico. Las texturas perlíticas son frecuentes. Los fenocristales pueden estar fracturados y soldados por vidrio. En los tipos porfídicos la matriz puede ser vítrea (vitrófido dacítico), hipocristalina u homocristalina. Cuando la matriz es vítrea los fenocristales tienden a tener un contorno muy perfecto, pero en general están rotos. Las estructuras de las dacitas son masivas y también fluidales.

Yacimientos.- Se presentan en coladas de lava, apófisis, filones y cúpulas de modestas dimensiones, frecuentemente asociados a basaltos olivínicos, andesitas; generalmente en regiones continentales orogénicas, como también en juntas localizadas de elevada termalidad dentro o en el límite de las placas.

Localidades.- Este tipo de roca es muy común en Transilvania (Rumania, Hungría y Yugoeslavia) de donde precisamente procede el nombre de esta roca (dacita); se la encuentra también en los Andes, en las islas del Caribe, en Puy de Done (Francia), en Cerdeña (Italia) y en Alemania con poca frecuencia.

En el Ecuador, no se tiene indicios bien establecidos, por lo que es recomendable realizar estudios geológicos para localizar afloramientos de este tipo de rocas.

Interés práctico.- Carece de interés comercial. Sin embargo, sería muy interesante la utilización de estos materiales por sus productos de alteración (caolinitas, calcitas, óxidos de hierro, etc.).

8.3 Grupo de la sienita-traquita

A) Sienita

Tipo.- Roca magmática intrusiva.

Quimismo.- Intermedio por la saturación o no saturación del contenido de sílice y alto contenido de álcalis.

Gráf. 35: Vista de una muestra de sienita

<table>
<tr><th colspan="3">MINERALOGÍA DE LA SIENITA</th></tr>
<tr><th>GRUPOS DE MINERALES</th><th>MINERALES</th><th>COMPOSICIÓN PORCENTUAL</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Siálicos</td><td>Feldespatos potásicos</td><td>30-80%</td></tr>
<tr><td>Plagioclasa sódica</td><td>5-25%</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Máficos</td><td>Biotita</td><td rowspan="3">10-40%</td></tr>
<tr><td>Hornblenda</td></tr>
<tr><td>Piroxeno</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Minerales accesorios</td><td>Titanita</td><td>---</td></tr>
<tr><td>Piroxeno rómbico y monoclínico</td><td>---</td></tr>
<tr><td>Cuarzo</td><td>---</td></tr>
<tr><td>Óxidos y sulfuros de hierro (pirita)</td><td>---</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Minerales accidentales</td><td>Olivino</td><td>---</td></tr>
<tr><td>Corindón</td><td>---</td></tr>
</table>

Cuadro 20: Contenido mineralógico de la sienita

De acuerdo a la cantidad de sílice y álcalis se distinguen dos tipos principales de sienitas:

1.- Las calcoalcalinas o normales

2.- Las alcalinas que son diferenciadas por su composición.

MINERALOGÍA DE LA SIENITA	
CLASES	**COMPOSICIÓN MINERALÓGICA**
SIENITAS CALCO-ALCALINAS	Ortosa
	Ortosa micro-pertítica
	Microclina (rara vez)
	Oligoclasa
	Andesina (menos frecuente)
	Biotita (menos frecuente)
	Hornblenda verde
	Diópsido
	Augita
	Cuarzo (accesorio).
SIENITAS ALCALINAS	Ortosa micro criptopertítica,
	Albita
	Oligoclasa
	Biotita
	Augita titanífera
	Egirina
	Feldespatoides (accesorios)

Cuadro 21: Contenido mineralógico de la dacita

En las sienitas normales el feldespato dominante es la ortosa micropertítica que, en casos muy poco frecuentes constituye el 90% de las rocas. La microclina es poco común, siempre se presentan las maclas dobles o de Carlsbad.

En los pórfidos sieníticos y otras rocas intrusivas hipoabisales afines a la sienita no sólo forma fenocristales, sino que es también el feldespato dominante en la matriz. Rara vez puede faltar la oligoclasa o la andesina, como también pueden ser abundantes como el feldespato potásico.

El mineral máfico común es la biotita parda, pero también es abundante la hornblenda que puede presentar zonas diversamente coloreadas e inclusiones de varios minerales accesorios.

El diópsido y la augita son menos frecuentes. El piroxeno puede estar zonado y maclado con aureolas de egirina-augita o estar uratilizado en los bordes.

Si hay un contenido de cuarzo entre 5 y 10%, las rocas se denominan sienitas cuarcíferas.

En las sienitas alcalinas, los feldespatos alcalinos son más variados; ortosa micro o cripto-pertítica, ortosa sódica, anortosa microclina micropertítica, pero menos frecuente, ortosa básica micropertítica y sanidina en los pórfidos sieníticos.

En ciertos tipos de rocas sienitas se han observado juntos fenocristales de feldespatos alcalinos distintos, como por ejemplo, anortosa y microclina o microclina y anortosa.

Los minerales máficos presentan así mismo marcadas variedades en su composición y manera de estar combinados. La biotita es rica en hierro y puede parecer casi opaca en la posición de máxima absorción; los anfíboles son sódicos por lo general riebeckita. Sin embargo, también se presenta la hornblenda verde común, sola o con sus afines sódicos.

Son frecuentes el diópsido y la augita diopsídica así como las augitas titaníferas, zonadas generalmente con aureolas de egirina-augita o egirina.

Los accesorios son: zircón, que puede ser muy abundante, esfena, apatita, magnetita, ilmenita, además melanitas en las sienitas alcalinas, y además fluorita y calcita. Los minerales productos de alteración son: sericita, caolinita (de los feldespatos) clorita, limonita y calcita (de los piroxenos y anfíboles), clorita y esfena (de la biotita), serpentina y magnetita (del olivino) y zeolitas de los feldespatoides.

Aspecto.- Rocas de tonalidad clara, gris violáceo para la sienita normal y color grisáceo entre claro y oscuro, con reflejos azulados para otros tipos especiales.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, se tiene que son de grano medio, con frecuente transición a pegmatita. Es granular hipidiomorfa con frecuentes transiciones a porfírica, (todo esto para las sienitas normales). Son abundantes las estructuras fluidales.

Yacimientos.- Las sienitas normales se presentan en zonas limitadas en el interior de masas ácidas o básicas, constituyen a veces la parte más diferenciada de los plutones gábricos o de intrusiones estratiformes. A menudo están estrechamente ligadas al ambiente tectónico. En cuanto a las sienitas alcalinas se presentan en pequeñas masas, frecuentemente lacolitos o sills, en el interior o en el borde de cúmulos de sienitas y monzonitas. Derivan de diferenciaciones locales sin claro significado tectónico.

Localidades.- En la localidad de Siene (Assuan, Egipto), se presenta sienita típica de la que ha tomado el nombre esta roca, aunque contiene gran cantidad de cuarzo que se la sitúa dentro de la granodiorita. En Italia se presenta, en una zona del Plutón de Bello (Versalli) diferenciando un granito con monzonita.

Está formada de ortosa violácea, por la presencia de finas láminas de ilmenita sobre la superficie de exfoliación micropertítica y reconocible en sección delgada por su casi constante maclado. Sienitas con biotita y carentes de hornblenda han sido localizadas en Sichwarzwald o Selva Negra en Alemania y en la región de Oslo (Noruega), donde se produce una transición de las sienitas cuarcíferas a sienitas nefelínicas y sienita sódica saturada de la llamada larviquita.

Las sienitas cuarcíferas abundan también en los Adirondacks (Estados Unidos) donde sin embargo pasan a rocas subsaturadas.

En el Ecuador, no se tiene noticias de la existencia de este tipo de rocas, eso motiva que se investigue tota la geología del territorio nacional.

Interés práctico.- Es muy utilizada en edificaciones, en losas pulidas, aunque difícilmente pueden obtenerse ejemplares de grandes dimensiones y de color uniforme. En algunas localidades las sienitas están ligadas a importantes yacimientos minerales de metales raros.

B) Traquita

Tipo.- Roca magmática efusiva de quimismo intermedio, alto contenido de álcalis y bajo en calcio.

Gráf. 36: Vista de una muestra de traquita

Mineralogía.- Contiene:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA TRAQUITA		
CLASES DE MINERALES	**MINERALES**	**PORCENTAJE**
MINERALES SIÁLICOS	Feldespatos alcalinos	45-80
	Plagioclasas	5-25
MINERALES MÁFICOS	Biotita	10-30
	Anfíbol (Hornblenda)	
	Piroxeno	

Cuadro 22: Composición mineralógica de la traquita

Por lo general en las traquitas se presentan como **minerales principales**: sanidina, plagioclasa del tipo andesina-labradorita y biotita. Como *minerales* **accesorios** se presentan anfíboles, piroxenos, magnetitas, apatito, granate, zircón, rutilo e ilmenita.

Se distinguen dos tipos de traquitas: las normales y las alcalinas (sódicas). La sanidina es el feldespato potásico corriente y menos frecuentes la anortosa y la ortosa sódica, En las traquitas normales, la plagioclasa es generalmente la oligoclasa y en las alcalinas, la albita, ambas del tipo de alta temperatura; a algunos tipos poco frecuentes, se encuentran raras veces fenocristales de andesina y hasta de labradorita.

La biotita que es el mineral máfico más común, tiene color pardo a pardo oscuro y es casi opaco en los tipos alcalinos presentándose casi exclusivamente en fenocristales con resorción parcial o total y pasa a magnetita piroxeno y otros minerales granudos. En las traquitas normales, la hornblenda presenta principalmente en fenocristales, acompañados generalmente por biotita y también con fenómenos de resorción.

En las traquitas alcalinas el anfíbol es la riebeckita. El piroxeno es por lo general el

diópsido. En las traquitas alcalinas el piroxeno de la matriz es usualmente la egirina. En las traquitas normales, son poco frecuentes los fenocristales de hipersteno y el olivino; son normalmente ricas en hierro.

Entre los accesorios comunes se presentan: zircón, apatito, esfena, ilmenita y magnetita. Los tipos alcalinos pueden contener feldespatoides como accesorios: nefelina, analcima y rara vez fluorita.

Los minerales secundarios son: calcita, magnetita, epidota.

Las variedades mineralógicas incluyen: traquita biotítica (normal) traquita biotítica, traquita hornbléndica, traquita augítica y traquita riebeckita.

Aspecto. - El color de las traquitas es blanco, gris claro, pardo tenue o bien verdoso.

Textura y estructura. - En cuanto a la textura, las traquitas generalmente son porfiríticas, constituidas por fenocristales de biotita y sanidina en una matriz de fondo compuesta por pequeñas listas alargadas de sanidina y albita, con disposición paralela, condensadas de modo fluidal alrededor de los fenocristales. En sí, las traquitas son de holocristalinas a hipocristalinas, rara vez vítreas con matriz afanítica.

Las traquitas poseen estructuras densas con transiciones a fluidales y muy raramente vacuolares. La rugosidad superficial de las muestras constituye un carácter típico al que la roca debe su nombre.

Yacimientos.- Las traquitas se presentan como rocas volcánicas y masas intrusivas hipoabisales de menor importancia, pueden ser coladas, filones y apófisis de dimensiones limitadas, en general, poco asociados con basaltos alcalinos de ambiente orogénico de los que derivan estas rocas a través de un proceso de cristalización fraccionada.

Están además presentes en las islas volcánicas medio-oceánicas, siempre en asociación con magmas basálticos alcalinos y en la zona intensamente diferenciada en sentido potásico. También forman parte de la asociación continental de basalto olivínico con fonolitas y riolitas alcalinas.

Localidades.- De los tipos alcalínicos se encuentran repartidos por Hungría, Nueva Zelandia, en las Islas del Océano Pacífico (Tahiti) y en el Atlántico (Snta. Elena Asunción). En Italia, las principales acumulaciones se hallan en Coli Zuganei y en la Cerdeña (Torralba). Las traquitas alcalinas se encuentran también en Puy de Dome (Francia), Siebengebirge (Alemania), como también en Escocia.

En el Ecuador se encuentran asociados a riolitas del Callejón Interandino. En la serie volcánica del tipo Coca (Oriente), se observa, traquita-andesita.

Interés práctico.- Las traquitas son rocas que sirven mucho para adoquines y pavimentos en general, por ser poco susceptibles al desgaste por rozamiento. Se la utiliza también en construcciones para revestimientos exteriores.

8.4 Grupo de la monzonita-latita

A) Monzonita

Graf. 37: Vista de una muestra de monzonita

Tipo.- Las monzonitas son rocas intrusivas o hipoabisales.

Quimismo.- Son de composición intermedia.

Mineralogía.- Contienen:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA MONZONITA		
CLASES DE MINERALES	**MINERALES**	**PORCENTAJE**
MINERALES SIÁLICOS	Plagioclasa sódica (andesina u oligoclasa)	30-50
	Feldespato potásico (ortosa)	20-45
MINERALES MÁFICOS	Biotita	15-60
	Anfíbol (Hornblenda)	
	Augita	

Cuadro 23: Composición mineralógica de la monzonita

En general las monzonitas tienen como minerales esenciales: feldespato potásico, plagioclasa del tipo labradorita, piroxeno monoclínico, hornblenda. Como accesorios se presentan cuarzo, titanita, biotita, piroxenita rómbica titanífera. Como minerales accidentales: nefelina y olivino.

Las variedades mineralógicas son monzonita biotítica o biotita hornbléndica,

monzonita augítica, monzonita hiperesténica y monzonita olivínica. Algunas rocas con el nombre de essxitas son monzonitas.

Aspecto.- Se presentan en colores grises obscuros, verdosos o rojizos.

Textura y estructura. - Estas rocas poseen texturas holocristalinas, faneríticas granular epidiomírfica, con tendencia a idiomórfica. Las estructuras son aplíticas, fluidales y gnéisicas.

Yacimientos. - Se tiene pequeños cuerpos intrusivos como stocks, lacolitos, filones, diques concordantes y pequeños plutones, así como en fases marginales de masa granodiorítica y diorita, pero en cantidades abundantes.

Frecuentemente se observan refusiones locales ligadas a un rift o a zonas tectónicas.

Localidades. - El nombre proviene de los montes monzones, que se considera un cuarzo intrusivo epiplutónico. La monzonita es muy común en los Plutones de Biella (Vercelli) y en la región de Oslo (Noruega) y en Colorado (Estados Unidos).

En el Ecuador se tiene afloramientos en Sesmo y Soroche (El Oro), aunque después se la definió como andesita porfirítica cuarzosa.

Interés práctico. - Estas rocas se las emplea en edificaciones de todo tipo.

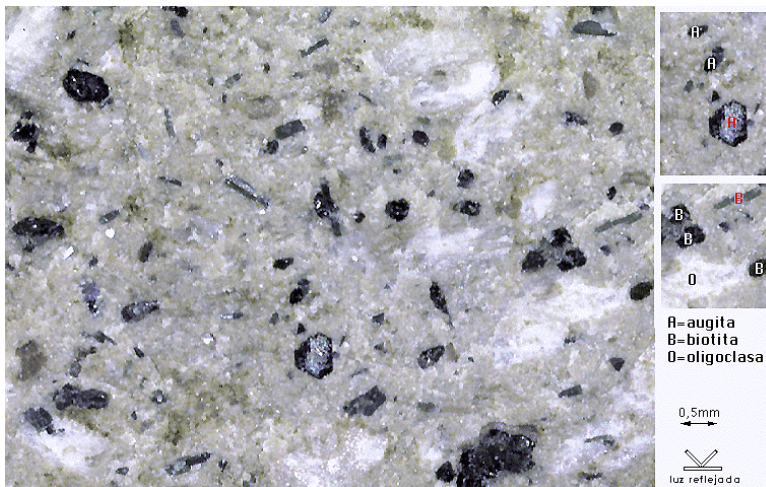
B) Latita

Tipo. - Son rocas magmáticas efusivas e intrusivas hipoabisales.

Quimismo. - Son intermedias.

Mineralogía. - Contiene:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA LATITA	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Sanidina
	Plagioclasa de composición entre labradorita y andesina
	Augita
	Hornblenda de color pardo
MINERALES ACCESORIOS	Anortoclasa
	Olivino
	Feldespatoides

Cuadro 24: Composición mineralógica de la latita

Gráf. 38: Vista de una muestra de latita

Los fenocristales de plagioclasa son de la variedad de alta temperatura y generalmente zonadas. Pueden ser muy abundantes las inclusiones vítreas que pueden estar limitadas a los núcleos.

Aspecto. - Los colores son grises, a veces con tonos rojizos, verdes o pardos.

Textura y estructura. - En cuanto a la textura, generalmente son porfídicas con matriz de holocristalina a afanítica vítrea, muy rara vez totalmente vítrea sin fenocristales. Las estructuras son densas con transición a fluidales.

Yacimientos. - Las latitas se presentan en coladas y en masas intrusivas hipoabisales poco frecuentes, asociadas a traquitas, cuarzolatitas, basaltos y en algunos casos a riolitas.

Localidades. - Este tipo de roca no es muy común, pero se las localiza en Lacio y Rocamonfina (Italia). También se las encuentra en Puy de Done (Francia), Siebengebirge (Alemania), en algunas islas del Océano Atlántico (Canarias, Azores, etc.).

En el Ecuador es casi probable que se las encuentre en las Cordilleras Occidental y Central.

Interés práctico. - Estas rocas carecen de interés comercial.

8.5 Grupo de la diorita-andesita

A) Diorita

Tipo.- Son rocas magmáticas intrusivas.

Mineralogía.- Contienen:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA DIORITA		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**PORCENTAJE**
MINERALES SIÁLICOS	Oligoclasa	55-70
	Andesina	
MINERALES MÁFICOS	Hornblenda	25-40
	Biotita	
PRINCIPALES	Bytownita	---
	Andesina	---
	Hornblenda	---
ACCESORIOS	Titanita	---
	Cuarzo	---
ACCIDENTALES	Piroxeno rómbico	---
	Piroxeno monoclínico	---
	Ortosa	---
	Biotita	---

Cuadro 25: Composición mineralógica de la diorita

Gráf. 39: Vista de una muestra de diorita

Por alteración la plagioclasa pasa a serecita o caolinita con mucho calcio.

Las variedades mineralógicas son: diorita augita biotícica, diorita hornbléndica (normal), diorita hornbléndica-augítica, diorita augítica, diorita hiperesténica y diorita olivínica.

En los lamprófidos dioríticos figuran: la espesartita, que es una roca de color obscuro, en los cuales la cantidad de máficos iguala o supera a la de los feldespatos.

Hay muchos lamprófidos que están muy alterados y la calcita puede llegar a ser tan abundante que da efervescencia con el ácido clorhídrico diluido.

Aspecto.- Masivamente adquiere una tonalidad gris obscura o gris negrusca.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, por lo general es holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica con transición a porfirítica por desarrollo de la plagioclasa tabular o de la hornblenda en toscos prismas.

En cuanto a las estructuras, se presentan densas con granos de tamaño entre medio y grueso con frecuentes transiciones a fluidal, pero por general se presentan con estructura

orbicular.

Yacimientos.- Las dioritas se presentan en grandes macizos intrusivos tales como batolitos, o bien en fases marginales, o en intrusivos separados. Las dioritas constituyen también las fases periféricas de masas más pequeñas predominantemente granitos, granodioritas y sienitas y filones de stocks de dimensiones limitadas.

Localidades.- Las dioritas son abundantes en los macizos Ercínicos de Alemania Central (Turingia y Sajonia), en Rumania, Finlandia y Suecia Central, y de modo muy especial en algunos plutones de los Estados Unidos (Minnesota). En algunas regiones se observan variantes negruzcas debido a la presencia de gabro.

En el Ecuador hay presencia de estas rocas asociadas a las intrusivas graníticas; por ejemplo, en Tres Reyes (El Oro), donde la diorita intruye la serie Portovelo, la que a su vez está asociada con la diorita "Diez Vetas", de la misma localidad.

Interés práctico.- Se utilizan en láminas pulidas en construcción, especialmente para decorar las paredes.

B) Andesita

Tipo.- Son rocas magmáticas efusivas e hipo abisales.

Quimismo.- Son de color intermedio.

Mineralogía.- La composición mineralógica de la andesita se expone en el siguiente cuadro.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA ANDESITA	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Plagioclasas (Labradorita-andesina)
	Biotita
MINERALES ACCESORIOS	Cuarzo
	Hornblenda
	Piroxeno
	Vidrio
MINERALES ACCIDENTALES	Olivino
	Ortosa
	Anortoclasa
	Óxidos de hierro

Cuadro 26: Composición mineralógica de la andesita

Gráf. 40: Vista de una muestra de andesita

La plagioclasa varía desde la oligoclasa a la andesina cálcica. En una misma roca, la composición de la plagioclasa puede variar entre grandes límites con algunos fenocristales de bytownita, algunos microfenocristales de labradorita y abundantes microlitos de andesina. Los fenocristales son de plagioclasa de alta temperatura, la mayor parte de ellos son zonados de varios tipos, especialmente el normal, pero también hay oscilatorios con núcleo cálcico, tan cálcicos como la anortita. En algunas andesitas puede haber dos tipos distintos de fenocristales de plagioclasa que se diferencian en detalles del zonado, maclado y composición media.

Se pueden detectar inclusiones de minerales de hierro y muchos de los otros minerales de la roca. La sanidina no es frecuente, pero ha sido observada como aureola de los fenocristales de plagioclasa. La anortosa es muy poco frecuente como feldespato en la matriz.

No es frecuente la presencia de fenocristales de un solo mineral máfico, la biotita, la hornblenda acostumbran a presentarse juntas, como lo hacen la hornblenda y el diópsido o la augita diopsídica con la hiperstena. La andesina más abundante es aquella en que predominan los fenocristales de hornblenda. Los fenocristales de biotita aparecen en cristales naturales de seis lados o en laminillas, pero este mineral es muy raro en la matriz. Los fenocristales presentan varios grados de corrosión y resorción.

La hornblenda parda o verde y la oxihornblenda forman fenocristales prismáticos y como sucede con la biotita, sólo se presenta excepcionalmente en la matriz.

Los fenocristales corrientes de piroxeno son la de augita, de augita diópsida o de hiperstena.

Los piroxenos sódicos son muy poco frecuentes. La augita suele ser el piroxeno común en la matriz, pero algunas andesitas tienen pigeonita o en menor frecuencia hipersteno en la pasta.

El olivino, en fenocristales y granos en la matriz no deja de ser frecuente en las andesitas piroxénicas. En una misma roca, los olivinos de la matriz son menos magnesianos que los fenocristales, en torno a los cuales aparecen aureolas de corrosión.

El vidrio de las andesitas es incoloro, gris, verde pálido, amarillo parduzco y pardo; y por lo general, con burbujas diminutas y partículas de óxido de hierro. El índice de refracción para estos vidrios puede ser entre 1,48 y 1,60. Los minerales de las vesículas son calcita, cristobalita, cuarzo, ópalo, hornblenda y plagioclasa sódica.

Los productos de alteración son: sericita, calcita, epidota, zoisita, flogopita con esfena y magnetita, hematita y limonita.

El vidrio de la matriz puede presentar señales de desvitrificación. Las variedades mineralógicas se designan de acuerdo a la presencia de minerales máficos presentes en fenocristales tales como: andesita biotítica, andesita hornbléndica (normal), andesita augítica y andesita hiperesténica.

Aspecto.- El color de estas rocas varía desde pardo negrusco a verdosas, especialmente si en la masa de fondo predominan las formaciones cristalinas.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, en las andesitas se detecta textura de holocristalinas a hipocristalinas, también son porfiríticas con matriz fanerítica. La estructura es densa, muchas veces fluidal.

Yacimientos.- Las andesitas se presentan en coladas y rocas piroclásticas asociadas a basaltos y riolitas en las regiones continentales orogénicas, en forma de diques concordantes, filones, chimeneas volcánicas y otras pequeñas masas intrusivas importantes. Una denominada línea de las andesitas, formado por millares de volcanes circundan por completo el océano Pacífico, en correspondencia con el corrimiento en profundidad de la placa oceánica de composición esencialmente basáltica bajo las distintas placas continentales. Las andesitas proceden de la fusión a gran profundidad y a continuación un rápido afloramiento superficial empleando para ello las chimeneas volcánicas de un magma basáltico primordial, a menudo contaminado de material continental siálico, que en general ha experimentado cambios en su composición química a causa de la presión del agua. Los volcanes andesíticos son frecuentes en el sistema Alpino-Himalaya y en la Costa Occidental de América.

Localidades.- Estas rocas se las encuentra en muchas regiones del mundo, pero especialmente en América, es decir, desde el norte, en los Estados Unidos y México, luego en Centro América como Guatemala, Costa Rica y Martinica, para continuar en toda la América del Sur. Se tiene presencia en Japón, Indonesia; también existe en Elbuss (Persia), Tausa (Turquía) que se prolonga por el Egeo y la Transilvania rumana. En Italia se las encuentra en las lavas de los Colli Euganei y en la Isla Lipari y en parte del Etna y de Cerdeña Septentrional y Central.

En el Ecuador se tiene buenos afloramientos en coladas de lava, cerca de Baños de Ambato, al Noreste de Guaranda cerca al nevado Altar y, a lo largo de toda la Cordillera de los Andes. En Agua Dulce (El Oro) aflora una andesita labradorítica (casi basalto). En la Formación Alausí, consiste en andesitas piroxénicas, hornbléndicas. Al Sur de Loja se tiene conglomerados andesíticos aflorando alrededor de Catacocha y en la zona Sur de San Pedro de Cariamanga; cuya composición es casi exclusivamente de cantos rodados de andesita con un cemento de andesina. En Curipamba (E1 Oro) se observa andesitas labradoríticas.

Interés práctico.- Al vulcanismo andesítico están ligados los Porphyry-Cooper,

o sea una de las máximas fuentes mundiales de cobre. La cadena de las andesitas constituye un importante y determinante indicador geológico para la reconstrucción de pasados geosuturas. Localmente suele utilizarse también como material de construcción, especialmente las rocas no alteradas.

8.6 Grupo del gabro-basalto

A) Gabro

Tipo.- Son rocas magmáticas.

Quimismo..- Son básicas.

Gráf. 41: Vista de una muestra de gabro

Mineralogía.- Contienen:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DEL GABRO		
GRUPOS DE MINERALES	MINERALES	PORCERNTAJE
MINERALES SIALICOS	Labradorita o bytownita	45-70
MINERALES MÁFICOS	Augita	25-50
	Hipersteno	
MINERALES ACCESORIOS	Olivino	
	Hornblenda	

Cuadro 27: Composición mineralógica del gabro

De acuerdo a los diferentes minerales presentes, se dan distintas variedades de gabros, así se tienen:

- **Gabro eufótico.-** Cuando los minerales esenciales son plagioclasa del tipo labrador-bytownita, piroxeno monoclínico. Como accesorios: ilmenita, hematinas,

apatito. Secundarios: anfíbol verde y pardo.

- **Gabro olivínico.-** Cuando los minerales esenciales son plagioclasas del tipo labradorita-anortita, olivino monoclínico. Como accesorios: ilmenita, cromita magnetita, apatito, pirrotina, titanita, rutilo, corindón. Como accidentales: anfíbol pardo, granate, biotita, rubí.

- **Gabro con ortopiroxeno.-** Cuando los minerales esenciales son plagioclasa del tipo labradorita-bytownita, piroxeno rómbico, piroxeno monoclínico. Como accesorios: olivino, ilmenita, apatito, hematina, pirrotina. Accidentales: biotita, hornblenda y cordierita.

Aspecto.- por lo general los gabros se muestran de colores verde claro o gris verdoso muy heterogéneos para el caso del gabro eufótico. En el caso del gabro olivínico, la tonalidad en masa es bastante oscura. Gris verdosa o gris parduzco y ocasionalmente gris violáceo si existen abundantes minerales titaníferos. En el caso de los gabros con ortopiroxeno, éstos se presentan con colores gris oscuros.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, por general los gabros son granudos hipidiomorfos, de grano grueso a fino, existiendo también, aunque un poco frecuentes los tipos pegmatíticos. Los tipos porfídicos son raros los gnéisicos y bandeados son algo más frecuentes. Tanto el olivino como la plagioclasa pueden presentar orientaciones preferentes.

En los gabros olivínicos se observan texturas típicamente granular hipidiomorfas con grano medio, a veces de transformación alrededor del olivino, formados por piroxeno monoclínico y rubíes en agregados dispuestos radialmente. Estructura densa o dispuesta en bandas, a menudo con formas cumulíticas, debido a la precipitación gravitativa del olivino formado inicialmente y descendido al fondo del depósito magmático, depositándose a modo de sedimento.

Yacimientos.- Para el caso de los gabros eufóticos, es característico de la asociación ofiolítica, de la que constituye un horizonte intermedio entre el sustrato ultrabásico derivado probablemente de modo directo del manto y el estrato superficial de lava basáltica. Se supone que estas rocas se formaron en ambiente distensivo, durante la apertura de una cuenca oceánica, por alojamiento de las placas continentales. Su cristalización debió producirse en profundidad y en ambiente tranquilo, caracterizado por la deposición acumulativa de magma basáltico primordial. Durante la fase compresiva subsiguiente se transformaron por metamorfismo, en gabros esmaragdíticos debido a la predominancia del anfíbol esmaragdita.

Para el caso de los gabros olivínicos, éstos se presentan en las partes profundas de intrusiones más amplias, con predominio sobre gabros normales o dioríticos, niveles intermedios en secuencia cumulítica bien diferenciada a partir de un sustrato ultra-básico con tipos granodioríticos.

Para el caso de los gabros con ortopiroxenos, éstos se presentan en pequeñas masas diferenciadas en agregados plutónicos básicos o ultra-básicos, frecuentes también en horizontes, quizá en partes sintéticas.

Localidades.- Los gabros eufóticos son muy frecuentes en los Apeninos

Septentrionales (Liguria, Toscaza), se encuentran asociados con rocas ultra-máficas y pillow lavas; también se los encuentra en forma más o menos metamórfica a lo largo del Arco Alpino. Los gabros eufóticos están presentes también en California, en Chipre, en Turquía, etc.

El gabro olivínico, de la variedad llamada tractolita, compuesto únicamente de plagioclasa y olivino, es típico de la Región Harz (Alemania); mientras que la olivinita, un gabro con olivino, profundamente transformado por el metamorfismo de alta presión con formación de talco y cianita, se los localiza en los Alpes Occidentales Zermatt, Suiza. También son frecuentes en Sudáfrica Deburth, Etillwoter y Duburth Estados Unidos, en Sudrurg y Musfore (Canadá), donde están asociados a importantes yacimientos mineros. En el Ecuador, se tienen pequeños afloramientos, pero de grano fino, como en el caso del Sur de Manta, y en Macuchi en la cordillera Occidental.

Interés práctico.- Este tipo de rocas son poco usadas para la construcción, pero tienen mucho interés por cuanto se presentan asociados a yacimientos minerales de cobre, cromo, níquel, cobalto, hierro y platino. Además representan una importante fuente de olivino (escoria básica), que se emplea en los altos hornos.

B) Basalto

Tipo.- Los basaltos son volcánicos y rara vez hipoabisales.

Quimismo.- Básico.

Mineralogía.- Los basaltos por lo general están formados por:

<table>
<tr><th colspan="3">COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DEL BASALTO</th></tr>
<tr><th>GRUPOS DE MINERALES</th><th>MINERALES</th><th>PORCERNTAJE</th></tr>
<tr><td>MINERALES SIALICOS</td><td>Labradorita</td><td>40-60</td></tr>
<tr><td rowspan="2">MINERALES MÁFICOS</td><td>Clinopiroxeno</td><td rowspan="2">35-55</td></tr>
<tr><td>Olivino</td></tr>
<tr><td rowspan="4">MINERALES ESENCIALES</td><td colspan="2">Labradorita-bytownita</td></tr>
<tr><td colspan="2">Augita titanífera</td></tr>
<tr><td colspan="2">Pigeonita</td></tr>
<tr><td colspan="2">Hipersteno</td></tr>
<tr><td rowspan="5">MINERALES ACCESORIOS</td><td colspan="2">Magnetita</td></tr>
<tr><td colspan="2">Hematita</td></tr>
<tr><td colspan="2">Ilmenita</td></tr>
<tr><td colspan="2">Apatito</td></tr>
<tr><td colspan="2">Cuarzo</td></tr>
<tr><td rowspan="4">MINERALES ACCIDENTALES</td><td colspan="2">Vidrio</td></tr>
<tr><td colspan="2">Olivino</td></tr>
<tr><td colspan="2">Anfíbol (Hornblenda titanífera)</td></tr>
<tr><td colspan="2">Biotita</td></tr>
</table>

Cuadro 28: Contenido mineralógico del basalto

Gráf. 42: Vista de una muestra de basalto

Por lo general existe considerable variación en la composición; los fenocristales son de anortita, bytownita y/o generalmente labradorita y no es raro que estén zonadas normalmente, en muchos núcleos homogéneos, también pueden haber zonadas más complejas e irregulares. Los fenocristales de menor tamaño son por lo general más sódicos y la plagioclasa de la matriz es aún más sódica y puede ser andesina.

En los basaltos de grano grueso, los cristales de piroxeno de mayor tamaño son la augita diopsídica, mientras los pequeños son de pigeonita. Los fenocristales de augita tienen color neutro, parduzco, verde claro o púrpura claro (titanio). Son visibles las zonas de colores y la estructura en reloj de arena, así como las maclas y las inclusiones de apatito, magnetita y vidrio.

El olivino puede presentar variaciones en un mismo trozo de roca, es decir, pobre o rico en hierro. El cuarzo es accesorio, pero si esto presenta mayor al 5% se considera como la roca que es un basalto cuárcico. La cristobalita es abundante en la matriz de algunos basaltos, la tridimita es menos frecuente. La ortosa es normalmente accesorio, pero en ciertas rocas puede convertirse en esencial.

Los traquibasaltos, es una denominación para un basalto olivínico con algo de ortosa, anfíbol sódico, biotita. Otros accesorios son apatito, magnetita titanífera o ilmenita.

En los basaltos alcalinos hay feldespatoides como accesorios.

El vidrio puede ser constituyente esencial o accesorio y por lo general contienen dendritas de óxido de hierro. El relleno de las cavidades amigdaloides es de minerales normales en las rocas y zeolitas, calcitas y cuarzo.

Cuando hay alteración, los piroxenos pasan a cloritas, serpentinas y carbonatos. El olivino se transforma principalmente a iddingrita o serpentina. Los feldespatoides son frescos resistentes, pero pueden estar caolinizados o cloritizados.

Las variedades de basaltos son: basalto cuárcico, basalto olivínico, basalto hipersténico y basalto hornbléndico. Toelítico, es un basalto de tipo continental, las espillitas, son basaltos con labradorita y augita transformada por alteración en clorita, epidota y olivino serpentinizado.

Aspecto.- Presentan colores muy oscuros, incluso negro, pero que se torna pardo o incluso rojo en la parte de una colada alterada por oxidación.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, los basaltos presentan una gran variedad que van desde el tipo vítreo a los holocristalinos, siendo las principales:

1. Vítreo.- Principalmente vidrio de color pardo claro con cristalitos o globulitos, triquitas, etc. Microlitos en menor proporción, llamados traquilita. Su equivalente alterado o hidratado es la palagonita, compuesta de restos de vidrio, material criptocristalino, microlitos de augita, olivino, labradorita y zeolitas secundarias, carbonatos y clorita.

2. Hipocristalino.- Matriz vítrea dominante con fenocristales subordinados, en este caso se tiene textura vitrofídica, llamándose la roca vitrófido basáltico. Cantidades variables de esferolitos de redondos a irregulares de microlitos de plagioclasa dispuestos radialmente, en una matriz de vidrio.

Matriz principalmente microcristalina con trozos triangulares subordinados de vidrio intersticial entre los cristales tabulares de feldespato: en este caso la textura es intersticial. La matriz está formada principalmente por microcristales tabulares de plagioclasa y granos de augita desordenados. El vidrio es subordinado y se presenta en áreas irregulares, en este caso la textura es hialopelítica.

3. Holocristalino.- Se presentan microlitos de feldespatos predominantes en la matriz, en este caso la textura es pilotaxítica. Cuando la matriz está formada principalmente por granos de piroxeno y plagioclasa intersticial, en poca proporción la textura es granulítica.

Cuando la matriz está formada por microlitos de plagioclasa envueltos por piroxeno alotriomorfo, la textura es ofítica.

La mayoría de los basaltos son porfídicos o glomeroporfídicos, si bien aunque muy poco frecuentes, se encuentra tipos holocristalinos no porfídicos. Los fenocristales son de plagioclasa, olivino, augita diopsídica, hipersteno, algunos basaltos contienen nódulos que varían de tamaño desde pequeñas bolitas al de una cabeza que contienen principalmente olivino y enstantita subordinada, diópsido crómico y picotita y que son considerados como xenolitos de dunita.

Los materiales explosivos y rocas basálticas son frecuentes: cenizas, lapilli, bombas y tobas (de vidrio y cristalinas) y aglomerados. También son muy abundantes las variedades vesiculares, es decir, escorias basálticas.

La plagioclasa de la matriz suele formar delgados cristales tabulares en su forma, desde granos alotriomorfos a cristales idiomorfos pasando por esqueletos de cristales.

La estructura, unas veces es densa, con fracturas columnares muy visibles, otras escoriáceas, bolosas, con zonas ricas de vesículas (amígdalas) rellenos a menudo de zeolitas y carbonatos.

Es también frecuente la estructura en almohadillas, es decir, los pillow, constituidos en forma globosa, con la parte central densa con estructura subofítica y con la película superficial amigdalar vacuolar, llenos de minerales secundarios y finalmente con la superficie variolítica, es decir, salpicada de pequeñas prominencias esféricas de un milímetro a dos centímetros o tres centímetros de diámetro. Cuando una colada de basalto entra en contacto con agua dulce o de mar de baja profundidad, se enfría repentinamente, dando lugar a rocas completamente vítreas muy fracturadas y cementadas, denominadas hianoclásticas, constituidas casi por completo por astillas de color pardo de pigeonita,

un cristal de composición básica que al alterarse produce finos agregados constituidos esencialmente por clorita, con típico cambio de color verde.

Yacimientos.- Los basaltos son rocas efusivas más abundantes que se presentan principalmente en coladas y como piroclastos.

Por lo general, las coladas proceden de fisuras muy profundas y dispuestas linealmente, como también se presentan en filones y como procedentes de volcanes centrales, frecuentemente con interrelación de escoria.

Muy importantes y extensísimas son las coladas submarinas, casi siempre con estructura en pillow, surgidas a partir de fracturas lineales. Desde el punto de vista químico mineralógico se distinguen: el tipo toleítico, carente de olivino, con cuarzo y con un elevado contenido de hierro y titanio, y el tipo alcalino-basáltico, frecuentemente rico en olivino y pobre en hierro y titanio y enriquecido en sodio.

La variedad toleítica es la más abundante y constituye tanto los basaltos con estructura de pillow como las fajas, parte de las extensiones subaéreas (además está representado por diabasas, por pequeñas intrusiones hipoabisales frecuentemente estratiformes). Se considera como el primordial y verdadero magma, formado mediante la separación casi completa de los componentes básicos del manto terrestre, produciendo un residuo empobrecido del tipo ultrabásico, conocidas como lerzolitas. Los basaltos toleíticos abisales, es decir, propios de los fondos de los océanos, especialmente en la proximidad de las grandes fisuras (cordillera centro-oceánica) que representan la cicatriz original de la separación de dos placas continentales en deriva, poseen una composición que, por los elementos menores, se aproxima muchísimo a la de los meteoritos candríticos, es decir, a la media del Sistema Solar.

Los basaltos alcalinos (o alcalinos olivínicos) derivan de la fusión de una pequeña parte del manto, y por tanto, están enriquecidos en aquellos elementos que muestran mayor radio iónico (alcalinos), mientras que el residuo, a pesar de ser de composición ultrabásica, no está empobrecido (peridotitas ricas en ortopiroxeno). Se forman a profundidades mayores y por tanto a temperatura y presión superiores que los toleíticos, en lugares favorecidos por un superior flujo de calor, en general se localizan en el interior de las placas o en el conjunto de cruzamiento entre ellas. Dado que las condiciones de refusión varían, son notablemente distintos en composición y dan lugar a una gama considerable de variedades. Siempre tendente hacia tipos subsaturados e incluso nefelínicos, por todo ello, la nomenclatura de detalles de las rocas basálticas es extra-ordinariamente compleja.

Entre los tipos más importantes merecen citarse: las oceanitas, basaltos alcalinos, ricos en olivino con transgresiones granulares a pieritas; se considera como característica de las islas oceánicas, como por ejemplo, Hawai: las ancaramitas, basaltos ricos en augita derivan posiblemente del mismo fenómeno que ha permitido la formación de las oceanitas, de los que representan el tipo complementario.

Las murgositas, basaltos que contienen fenocristales de oligoclasa o andesina y que por tanto, suponen una plagioclasa mucho más ácida que la que es característica de los basaltos propiamente dichos. Los traquibasaltos contienen sanidina como fenocristales; junto a las murgositas suponen la transición a los magmas subsaturados alcalinos, diferenciando en sentido sódico a potásico.

La espillita, es una roca particular, puesto que a pesar de ser de quimismo basáltico, contiene albita, clorita y calcita. Según determinados autores se trata de basaltos endometamorfoseados por el gas magmático residual, pero sin embargo, para la mayoría de los autores, se trata de lavas y tobas basálticas, transformadas al entrar en contacto con el agua de mar.

Localidades.- Las coladas basálticas superficiales más importantes se encuentran en la India (Deccan), en EE-UU (Río Columbia, Lago Superior), Escocia, Islandia, Groenlandia, Argentina y Cerdeña.

En Alemania se encuentra afloramientos al norte de Franfurt a unos 30 km.

En el Ecuador se tienen afloramientos en la provincia de Manabí en Montecristi La Pila, en la Cordillera Central, cerca de Baños en Ambato, etc.

Lavas dispuestas en forma de almohadillas (pillow-lava), se encuentra en el fondo de los océanos, en particular en la cadena medio atlántica y en las antiguas cuencas emergidas como en el caso de La Pila (Manabí, Ecuador). Algunos volcanes como los de Islandia, Demavand (Persia), Mull (Escocia), Etna (Italia) son basálticos, más o menos diferenciados hacia andesitas o magmas alcalinas.

Los volcanes de numerosas islas oceánicas son alcalino-basálticos (Canarias, St. Elene, Keguelen y en parte de Hawai).

La masa hipo-abisal de Groenlandia es toleítica, en la que son muy notables las características los fenómenos de diferenciación que conllevan un gran enriquecimiento en hierro y titanio.

Interés práctico-. Proporcionan material para la construcción, pavimentación de carreteras, vías férreas y adoquinado. Constituyen además la materia prima para la producción de la denominada lana de vidrio.

8.7 Grupo de las sienitas-fonolitas feldespatóidicas

A) Sienita Feldespatóidica

Tipo.- Las sienitas feldespatóidicas son intrusivas plutónicas e hipo-abisales.

Quimismo.- Intermedio subsaturado.

Mineralogía.- Estas rocas contienen:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA SIENITA FELDESPATÓIDICA		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**PORCENTAJE**
MINERALES SIÁLICOS	Feldespatos alcalinos	35-80
	Plagioclasa sódica	10-45
	Feldespatoides	5-45
MINERALES MÁFICOS	Biotita	10-65
	Anfíbol	
	Piroxeno	

Cuadro 29: Contenido mineralógico de la sienita feldespatóidica

Gráf. 43: Vista de una muestra de sienita feldespatoidica

Las sienitas feldespatóidicas presentan una variedad en su composición mineral, mayor que en cualquier otra clase de roca. El feldespato alcalino varía considerablemente, la ortosa y la microclina no son frecuentes, pero están representadas por anortosa sanidina. Los cristales de ortosa y sanidina pueden estar zonadas. La macla en enrejado de varios tamaños. La nefelina es el feldespatoide más frecuente, pero en las rocas alteradas puede ser muy difícil reconocer su presencia original porque está substituido abundantemente por la sericita, cancrinita, analcita y sodalita.

La estructura zonal es frecuente y son abundantes las inclusiones gaseosas, líquidos, microlitas, biotitas y egirina.

La cancrinita, en gran parte es de origen deutérico, abunda en algunos tipos de estas rocas, se aparece a la moscovita, pero tiene relieve negativo. La sodalita, incluyendo hackinamita en algunos tipos, es abundante y tiene a veces color azul o gris azulado. Por alteración pasa a analcina. La leucita, no es frecuente, pero se encuentra en los tipos hipoabisales, gran parte está alterado, convertido en pseudo-lucita. De acuerdo al feldespatoide presente se denomina: sienita nefelínica, sienita cancrinítica, sienita con analcina o sienita analcinítica, etc.

El anfíbol es generalmente de tipo sódico, en algunos casos puede estar presente la hornblenda parda normal zonada por lo general. Las inclusiones son abundantes y variadas: apatito, magnetita, esfena, circón rodelita, nefelina, feldespato y piroxeno.

El piroxeno también es sódico: egirina-augita y egirina diópsido, augita diopsídica, augita titanífera. Los minerales de alteración son: caolinita, sericita, clorita, calcita, óxidos de hierro, epidota y analcina.

Aspecto.- El color de estas rocas es variable, pero casi siempre se presentan de color gris claro.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, también son muy variables, la mayoría de los casos tienden a ser equigranudos, no porfídicos, variando los tamaños desde fino a medio, grueso o pegmatítico con alguna frecuencia se presentan las texturas cataclásticas en los que los feldespatos están agrietados, deformados y con señales de haber estado

sometidos a tensiones.

Las sienitas nefelínicas porfídicas no son frecuentes, pero los pórfidos sieníticos feldespatóidicos son rocas importantes en masas intrusivas de menor tamaño.

El feldespato alcalino tiende por lo menos, a ser hipidiomorfo, generalmente en cristales tabulares con sección rectangular. La nefelina es de alotriomorfo a idiomorfo, pero también puede ser poiquilítico con relación a la sodalita, así como otros minerales la nefelina es hidiomorfa y forma prismas hexagonales, achatados o equidimensionales, con abundantes inclusiones que pueden estar irregularmente distribuidas en el núcleo y dispuestas generalmente en los bordes.

El anfíbol es de idiomorfo a alotriomorfo, algunos cristales grandes alotriomorfos son poiquilíticos. Los cristales grandes de piroxeno son también de alotriomorfos a idiomorfos, en tanto que los pequeños cristales de egirina aperecen en forma de agujas y prismas delgados y cortos.

Por otra parte, las estructuras son marcadamente fluidales; son características en las partes marginales de muchas rocas intrusivas.

Yacimientos.- Las sienitas feldespatóidicas se presentan en stocks, lacolitos, capas y filones, diques concordantes y otros plutones pequeños o grandes, comúnmente asociados con sienitas alcalinas, granitos alcalinos, gabros alcalinos y feldespatóidicos dentro de los cuales pueden tener lugar transiciones.

Localidades.- Se las encuentra en los EE-UU en Nueva Jersey, en Wisconsin y en la provincia petrográfica Terciaria a lo largo de las montañas rocosas, especialmente en Montana y en Texas. Se han encontrado en la región de Haliburto, Bancoft, de Ontario Canadá.

En el Ecuador no se tienen localidades específicas, pero es casi seguro tenerlas asociadas a las intrusivas existentes.

Interés práctico.- Su utilización es muy limitada como material de construcción.

B) Fonolita

Tipo.- Es una roca magmática efusiva.

Quimismo.- Intermedio no saturado, en general alcalino.

Mineralogía.- Las fonolitas contienen:

Minerales siálicos:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FONOLITA		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**PORCENTAJE**
MINERALES SIÁLICOS	Feldespatos alcalinos	15-70
	Plagioclasa sódica	0-30
	Feldespatoides	10-40
MINERALES MÁFICOS	Piroxeno	10-35
	Anfíbol	

Cuadro 30: Contenido mineralógico de la fonolita

Gráf. 44: Vista de una muestra de fonolita

Como minerales esenciales siempre están el feldespato potásico representado por la sanidina, como feldespatoide, la nefelina, piroxeno monoclínico (egirina) o anfíbol sódico (riebeckita). Los accesorios son: anortoclasa, albita, augita titanífera, apatito, titanita, titano-magnetita, leucita, sodalita, analcina, calcita granate melanita, cancrinita.

Aspecto.- Color gris claro, verdoso, pardo o rosado, con brillo graso.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, es porfídica y aunque los porfídicos son típicos, también hay pórfidos fonolíticos, no tan frecuentes. El vidrio es muy poco frecuente y en cantidades pequeñas. Los minerales que se presentan en fenocristales son el feldespato alcalino, todos los feldespatoides, incluyendo la analcina, piroxenos zonados, anfíbol sódico, biotita, olivino, oligoclasa, andesina, melanita y apatita. La estructura es densa o fluidal.

Yacimientos.- Se las localiza en coladas y apófisis asociadas a las traquitas, de las que se derivan por diferenciación local; las diferenciaciones de tipo filoniano están a menudo asociadas a las sienitas nefelínicas en la parte superior de los complejos vulcano-tectónicos poco profundos.

Localidades.- Son abundantes, en asociación con basaltos alcalinos en las Islas Oceánicas (Asores, Canarias, Marquesas) y con sienitas nefelínicas en las zonas Vulcano-tectónicas (Colorado y Dacota en los EE-UU; Lovosoro, antigua URSS; Trento, Italia. Se las encuentra en Alemania en Eifel y en Svezio; en Bohemia en la antigua Checoslovaquia y en el Brasil.

En Italia son frecuentes las variedades diferenciadas en sentido potásico asociadas a basanitas y tefritas. El leucitáfido, es una variedad rica en leucita y melanita y pobre en sanidina, típico en Alemania Central. En Cerdeña se han localizado fonolitas nefelínicas.

En el Ecuador, no se tienen indicios establecidos de este tipo de rocas.

Interés práctico.- Poco usada como material de construcción. Se han realizado intentos para utilizar las concentraciones leucíticas como fertilizantes por el contenido de potasio.

8.8 Grupo de las rocas básicas subsaturadas (tefrita-basanita)

A) Tefrita

Tipo.- Son rocas magmáticas efusivas.

Quimismo.- Básico sub-saturado.

Mineralogía.- Contienen:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FONOLITA	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Plagioclasa del tipo labradorita-bytownita
	Piroxeno monocínico (augita-egirina)
	Feldespatoides nefelina o leucita.
MINERALES ACCESORIOS	Hornblenda de color pardo,
	Biotita,
	Sodalita
	Analcina
	Magnetita
	Vidrio volcánico

Cuadro 31: Contenido mineralógico de la fonolita

Graf. 45: Vista de una muestra de tefrita

Aspecto.- Color gris oscuro muy intenso.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, es porfídica con la masa de fondo predominantemente cristalina. La estructura vacuolar a veces con rellenos zeolíticos.

Yacimientos.- Se presenta en coladas y filones en zonas poco orogénicas, en gran parte derivadas de asimilaciones carbonatadas procedentes de parte de magmas basálticos alcalinos.

Localidades.- Se las localiza en Europa, en Italia como las tefritas de Vulture, en lavas del Vesubio, en Vico son características las tefritas leucíticas. También son abundantes en Alemania del tipo nefelina, en Uganda del tipo leucita y en algunas islas atlánticas.

Interes práctico.- Se las emplea muy poco en la construcción.

B) Basanitas

Tipo.- Son rocas magmáticas efusivas.

Quimismo.- Son básicas sub-saturadas.

Mineralogía.- Contienen:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA BASANITA	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Plagioclasa del tipo labradorita-bytownita,
	Piroxeno monoclínico del tipo augita,
	Feldespatoides sea nefelina o leucita,
MINERALES ACCESORIOS	Olivino.
	Hornblenda parda,
	Biotita,
	Sodalita,
	Analcina
	Magnetita,
	Vidrio (sílice).

Cuadro 32: Contenido mineralógico de la basanita

Aspecto.- Son de color gris bastante oscuro.

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, es porfídica, con la masa predominantemente cristalina. Estructura vacuolar con frecuentes rellenos zeolíticos.

Graf. 46: Vista de una muestra de basanita

Yacimientos.- Se presenta en coladas y filones asociados a basaltos alcalinos, especialmente en zonas de distinción en el punto de separación entre placas continentales

o en la intersección de las placas con concentraciones locales de calor. Pasan de forma continua a tefritas.

Localidades.- Se las encuentra en las lavas de Eifel (Alemania) y en las islas atlánticas (Canarias, Azores, Madera, Asunción, Sta. Elena) son basanitas nefelínicas. Se las encuentra también en el Sahara (Tassili), en Uganda y en forma filoniana en Montana (EE-UU).

En el Ecuador no se tiene indicios de este tipo de rocas, sin embargo, las investigaciones geológicas determinarán la presencia o no de muchas rocas como las basanitas.

Interés práctico.- Se las emplea muy poco en la construcción.

8.9 Grupo de las peridotitas (rocas ultra-básicas)

Dunita

Tipo.- Roca magmática intrusiva.

Quimismo.- Ultra-básica.

Mineralogía.- Contiene:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA DUNITA		
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**	**PORCENTAJE**
MINERALES PRINCIPALES	Olivino	95%
MINERALES ACCESORIOS	Rubí	---
	Piroxeno monoclínico	---
MINERALES ACCIDENTALES	Granate	---
	Platino nativo	---

Cuadro 33: Contenido mineralógico de la dunita

Aspecto.- Posee una tonalidad verde claro y una granulometría media.

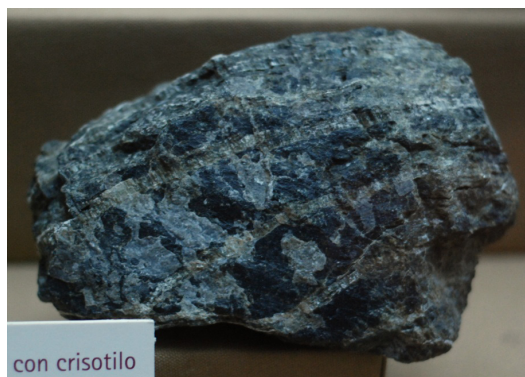
Gráf. 47: Vista de una muestra de peridotita

Textura y estructura.- En cuanto a la textura, es granular, frecuentemente sacaroide, con granos de tamaño medio a fino. Estructura densa, con variaciones en el grano y color.

Yacimientos.- Se presenta en lentejones y masas a veces de gran extensión, en la base de secuencias cumulíticas.

Localidades.- Se las encuentra en pocos afloramientos en los Alpes en ciertas ofiolitas, pero son muy abundantes en Nueva Zelanda, y especialmente en los Urales (Antigua URSS), donde forma la roca madre del platino; en Turquía donde constituyen la roca madre de los yacimientos de cromo.

En el Ecuador, se las tiene en pequeños afloramientos al Sur-Oeste de Guayaquil (Complejo Ígneo de Pascuales).

Interés práctico.- Las dunitas tienen gran interés por estar asociadas a yacimientos de minerales metálicos.

Graf. 48: Vista de una muestra de peridotita con crisotilo

Existen gran variedad de rocas ultra-básicas, con contenido de olivino en un alto porcentaje. Se tiene por ejemplo las siguientes variedades:

- **Harzburgita.-** Que contiene olivino, enstatita o hiperesteno.
- **Lerzolita.-** Contiene olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.
- **Peridotita cumulítica.-** Contiene olivino, piroxeno monoclínico, piroxeno rómbico y cromita.
- **Peridotita granatífera.-** De color verde claro a oscuro, de grano medio con fenocristales. Contiene olivino, piroxeno monoclínico, rómbico, granate del tipo piropo, rubí, magnetita, diamante, pirrotina, etc.

Otras rocas ultra-básicas son:

- **Piroxenita.-** De tonalidad parda oscura a verde negrusca y una granulometría

muy diversa. Contiene piroxeno (monoclínico y rómbico); como accesorios olivino, horblenda, cromita, magnetita, pirrotina, biotita, granate, apatito, plagioclasa.

- **Hornblendita.-** De tonalidad parda a verde y negra. De granulometría muy diversa. Contiene hornblenda; como accesorios olivino, piroxeno rómbico y monoclínico, magnetita, cromita y pirrotina.

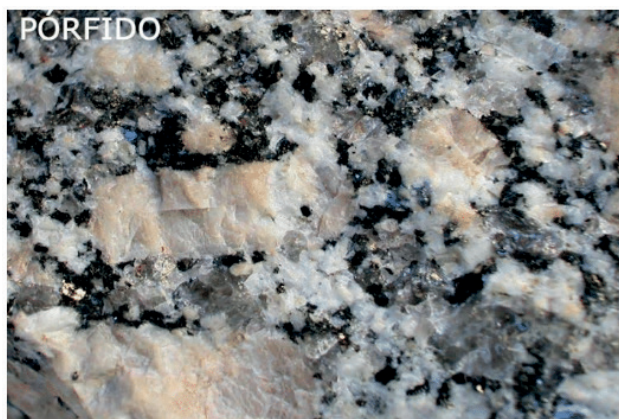
8.10 Grupo de las rocas filonianas o hipo-abisales (clasificación de acuerdo al quimismo)

a) Grupo de las siálicas.- En el grupo de la siálicas se tiene:

Pórfido Granítico

Se denominan también micro-granitos o pórfido cuarcífero. La tonalidad es idéntica al granito. Contiene:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DEL PORFIDO GRANÍTICO	
GRUPOS DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Feldespato potásico (ortosa o microclina)
	Cuarzo
MINERALES ACCESORIOS	Biotita
	Plagioclasa del tipo albita
	Oligoclasa
	Moscovita
	Anfíbol
	Apatito
	Zircón
	Molibdenita

Cuadro 34: Contenido mineralógico del pórfido granítico

Gráf. 49: Vista de una muestra de pórfido granítico

Gráf. 50: Vista de otra muestra de pórfido granítico

Granófiro

Posee una textura gráfica. Mineralógicamente está compuesto de:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DEL GRANÓFIRO	
GRUPO DE MINERALES	**MINERALES**
Minerales esenciales	Ortosa
	Microclina
	Cuarzo
Minerales accesorios:	Albita
	Oligoclasa
	Biotita
	Anfíbol
	Piroxeno sódico
	Muscovita
	Apatito
	Zircón
	Topacio
	Fluorita

Cuadro 35: Contenido mineralógico del granófiro

Gráf. 51: Vista de muestras de granófiro

Pegmatita

Rocas cuyos granos minerales son excepcionalmente gruesos (mayor a 3cm de diámetro, llegando a veces hasta 1m). Está constituido de:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE L PEGMATITA	
GRUPO DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Cuarzo
	Ortosa
	Microclina
	Albita
	Muscovita
	Biotita
	Lepidolita
MINERALES ACCESORIOS:	Turmalina,
	Berilo
	Topacio,
	Zircón
	Apatito.
MINERALES RAROS	Casiterita
	Columbita

Cuadro 36: Composición mineralógica de la pegmatita

Gráf. 52: Vista de una muestra de pegmatita

Aplita

Las aplitas son rocas ígneas de composición simple, como el granito, que está compuesto solamente de feldespato alcalino, mica moscovita y cuarzo. A diferencia de la pegmatita, la cual es similar pero de granulado más áspero, las aplitas se encuentran en pequeños grupos que rara vez contienen partes de otros minerales. Ambas rocas pueden hallarse juntas y se asume que se han formado al mismo tiempo a partir de magmas semejantes. Dada su escasez no puede existir un paisaje aplítico ni se puede usar en la captación de agua. Se componen básicamente de cuarzo, ortosas y plagioclasas. La granulometría es muy fina y de aspecto claro. Está constituida específicamente de:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA APLITA	
GRUPO DE MINERALES	***MINERALES***
MINERALES PRINCIPALES	*Cuarzo*
	Feldespato alcalino, ya sea ortosa o microclina
	Albita
	Biotita y
	Moscovita
MINERALES ACCESORIOS:	*Turmalina*
	Otros minerales

Cuadro 37: Composición mineralógica de la aplita

Gráf. 53: Vista de unas muestras de aplita

Textura.- Peculiar textura fina uniforme (de menos de 2 mm) y de color tenue.

Color.- Parecidas a los granitos pero de color claro debido a la ausencia de micas negras (biotitas).

Formación u origen.- Estas se forman por el enfriamiento rápido del magma, en ocasiones en cuestión de días. A veces, aparece en forma de diques. Por razones aún desconocidas, esta roca puede desarrollar grandes cristales a pesar de su relativo rápido enfriamiento. La hipótesis más aceptada sería la acción del agua, que es muy importante en todos los procesos de cristalización.

Usos.- Se utiliza de maneras muy similares al granito. Es buena roca para edificación, árido para hormigones, balasto y macadam, pero dura para el machaqueo. Es buen apoyo en estructuras, con resistencias superiores a las de la piedra berroqueña. El inconveniente es que sus yacimientos no se prestan para su explotación, pues son pequeños y dispersos.

b) Grupo de las intermedias

Porfirita Diorítica o Diorita Porfirítica

Podría llamarse también micro-diorita y la tonalidad es idéntica a la diorita. Cuyos componentes se exponen en el siguiente cuadro:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA PORFIRITA DIORÍTICA	
GRUPO DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	*Plagioclasa, ya sea andesina o labradorita,*
	Hornblenda,
	Biotita,
	Cuarzo
MINERALES ACCESORIOS	*Piroxeno monoclínico,*
	Epidota,
	Magnetita
	Apatito,
	Titanita
	Rutilo,
	Zircón
	Monacita
	Pirita,
	Ortosa
	Anfíbol del tipo uralítico
	Hematita

Cuadro 38: Composición mineralógica de la porfirita diorítica

Gráf. 54: Vista de una imagen de una diorita porfirítica

c) Grupo de las básicas

Diabasas

Denominadas también doleritas, su granulometría es media y la tonalidad es oscura. Contiene:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA DIABASA	
GRUPO DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Labradorita
	Bytownita
	Piroxeno monoclínico
MINERALES ACCESORIOS:	Piroxeno rómbico
	Olivino
	Hornblenda de color pardo
	Ilmenita
	Magnetita,
	Apatito,
	Pirrotina
	Calcopirita
MINERALES ACCIDENTALES:	Vidrio volcánico
	Serpentina
MINERALES SECUNDARIOS:	Calcita y
	Clorita

Cuadro 39: Composición mineralógica de la diabasa

Lamprófido.- De granulometría fina con fenocristales, de tonalidad pardo oscura, gris oscura a negra. La composición mineralógica se observa en el siguiente cuadro:

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DEL LAMPRÓFIDO	
GRUPO DE MINERALES	**MINERALES**
MINERALES PRINCIPALES	Feldespatos, ya sea ortosa o plagioclasa (labradorita)
	Biotita.
MINERALES ACCESORIOS:	Augita,
	Olivino,
	Hornblenda,
	Calcita,
	Titanita,
	Magnetita y
	Siderita.

Cuadro 40: Composición mineralógica del lamprófido

Localidades.- En el Ecuador se tiene afloramientos básicos filonianos, en lo que primeramente Teodoro Wolf (1874) denominó GRUNSTEIN FORMATION (Formación de rocas verdes), que más tarde Techopp (1948) designó con el nombre de Formación Piñón del Litoral.

Gráf. 55: Vista de una imagen de un lamprófido

En general, las rocas filonianas en el Ecuador afloran en cualquier sector, como ejemplo se tiene las riolitas porfiríticas del Guayabal en el Cantón Catamayo, provincia de Loja.

Otras Rocas Volcánicas

Brechas volcánicas

Es un material volcánico constituido por clastos angulosos. Las brechas se generan en erupciones explosivas por rotura de la roca de caja y/o de tapones de lava que obturan los conductos de emisión. También se asocian a la extrusión de domos y a la formación de algunos diques.

Las brechas intrusivas (como las asociadas con las tuberías de kimberlita) a menudo contienen fragmentos de rocas intrusivas y rocas huésped. Los diques de brecha ígnea pueden contener una amplia gama de fragmentos de roca desprendidos durante el ascenso del magma y, por tanto, puede proporcionar información sobre la composición de las rocas a niveles más profundos. Las brechas volcánicas que contienen fragmentos líticos (rocosos) y víricos (vidrio y piedra pómez) se forman cerca de las aberturas volcánicas subaeriales.

Así mismo las brechas volcánicas están constituidas por derrubios de rocas volcánicas que han sido cementadas por la lava de las erupciones. Cabe aclarar que no se considera como roca sedimentaria, pues no ha sufrido erosión, transporte y sedimentación.

Importancia económica.- Muchas veces se utiliza como material de construcción para decoración de paredes o en la pavimentación de ambientes interiores. El uso está en función del grado de cementación que hayan adquirido.

Tobas volcánicas

La toba volcánica o tufo volcánico es un tipo de roca ígnea volcánica, ligera, de consistencia porosa, formada por la acumulación de cenizas u otros elementos volcánicos muy pequeños expelidos por los respiraderos durante una erupción volcánica.

Composición.- La toba volcánica puede estar constituida por una gran variedad de minerales a diferencia de otro tipo de rocas. Individualmente, los granos que la conforman pueden ser cristalinos, vítreos o cenizos. **La toba puede contener en su interior augita, biotita, plagioclasas y leucita**, pero la variedad de minerales puede ser más amplia. Debido a la presencia de numerosos minerales, podemos encontrar toba volcánica que varíen en color, aspecto o textura, pero siempre manteniendo sus características básicas de porosidad y livianas, como resultado del enfriamiento y salida de gases y otros materiales solubles que adicionalmente contenían estos materiales volcánicos.

Cuando estamos en presencia de toba volcánica de aspecto moteado, sabemos que se debe a la presencia de minerales oscuros como la augita o la biotita.

Aplicaciones de la toba volcánica

La explotación comercial de esta roca es bastante limitada, pero con el tiempo se han ido desarrollando productos destinados a la industria de la construcción a partir de estas rocas. Su textura suave y porosa, la convierte en un producto liviano, resistente. Constituye un aislante térmico y de sonidos importante.

A partir de estas características, se han desarrollado bloques y placas de toba volcánica. Sus principales aplicaciones son en muros portantes o en revestimientos. Los bloques elaborados a partir de toba volcánica son destinados a la construcción de muros de carga. Por su parte, las placas son destinadas a revestimientos.

Por su ductilidad y por ser fácil de trabajar, otras de las aplicaciones es en esculturas artísticas, trabajos en bajo relieve para ornamentar frentes.

Aglomerado

El aglomerado es una roca ígnea volcánica formada casi totalmente de trozos angulares o redondeados de lava, de variadas formas y tamaños; están asociados con los flujos de lava que son expulsados durante las erupciones volcánicas. Algunos geólogos clasifican los **aglomerados** como bombas, bloques y brechas. Los fragmentos de estas rocas son de tamaños mayores a 2 cm de diámetro.

Usos.- Los aglomerados por su naturaleza son rocas de una calidad que no permiten el uso para obras de importancia, sin embargo, se puede utilizar como material de relleno en obras viales.

Bombas volcánicas

Las **bombas volcánicas** son glóbulos de roca fundida (piroclastos) cuyo tamaño iguala o supera los 64 mm de diámetro. Se forman cuando un volcán expulsa fragmentos viscosos de lava durante una erupción. Las **bombas volcánicas** pueden ser lanzadas a kilómetros de distancia de la caldera del volcán.

Escoria volcánica

Se denomina escoria volcánica a varios materiales de origen volcánico. Uno de estos es un material vesiculado de tamaño lapilli o mayor de composición basáltica o andesítica. Otro uso del término es para denominar la corteza áspera y vesiculada de corridas de lava andesítica o basáltica.

Colada volcánica

Este material está formado por la emisión y derramamiento de lava volcánica de poca continuidad lateral y considerable extensión longitudinal que aparece constituida por materiales lávicos (o masivos), y piroclásticos (o fragmentarios). En atención al tipo de materiales emitidos por la actividad volcánica, se distingue entre coladas lávicas y coladas piroclásticas. Coladas lávicas son derrames de lava emitida por un volcán sobre el terreno con una morfología que puede variar enormemente en función de su composición química.

Ceniza volcánica

La ceniza volcánica es el residuo que se produce cuando una erupción está a punto de, o está ocurriendo. Las cenizas volcánicas poseen varios efectos negativos en la gente

que vive en la zona, e incluso aquellos lejos del volcán. Este tipo de ceniza puede traer problemas incluso en diferentes continentes, con varios casos en los que ha bajado la temperatura global del planeta. La cantidad de problemas que la ceniza puede causar depende en gran medida del tamaño de la erupción, pero incluso la erupción más pequeña podría tener efectos medibles en un área.

Composición.- Esencialmente las nubes de cenizas volcánicas están constituidas por partículas finas de roca pulverizada, cuya composición corresponde a la del magma en el interior de los volcanes. Por consiguiente, la composición de las nubes de cenizas volcánicas varía de un volcán a otro. No obstante, en términos generales, están predominantemente constituidas por sílice (> 50%) junto con cantidades más pequeñas de óxidos de aluminio, hierro, calcio y sodio. La sílice es una forma de silicato vítreo y examinado por exploración microscópica de electrones y se parece a cascos de vidrio de bordes agudos.

Los materiales de silicato de vidrio son muy duros. Ordinariamente de una dureza de nivel 5 ó 6 en la escala de Mohs (*La escala Mohs recibe su nombre al minerólogo alemán Friedrich Mohs y se basa en una escala de dureza del talco que es el nivel 1 hasta la dureza del diamante que es el nivel 10*) con una proporción de materiales de dureza equivalente al cuarzo (nivel 7), todos los cuales en forma pulverizada son extremadamente abrasivos.

Usos.- En realidad, se utilizan las cenizas volcánicas en el comercio como polvo abrasivo. La naturaleza abrasiva de las cenizas volcánicas es muy importante por razón de los daños que causan a las estructuras de las aeronaves, a las ventanillas del puesto de pilotaje y a las partes de los motores.

Además de la naturaleza abrasiva de las cenizas volcánicas, otra característica importante es su punto de fusión. Estando constituidas predominantemente por silicatos vítreos, cuya temperatura de fusión (~1 100° C) está por debajo de la temperatura de los motores de reacción que funcionen con un empuje normal (1 400° C), las cenizas volcánicas pueden fusionarse y depositarse en la sección caliente del núcleo de los motores de reacción, así como en los álabes de guía de las toberas, pero incluso en esta etapa es posible observar el potencial de daños serios a los motores.

Además, por este motivo se recomienda a los pilotos que inadvertidamente penetren en una nube de cenizas volcánicas que **reduzcan el reglaje de potencia de los motores**, de ser posible, al empuje de marcha lenta cuando la temperatura de funcionamiento de los motores (~600° C) está por debajo de la temperatura de fusión de las cenizas volcánicas.

Las sustancias sólidas lanzadas por una erupción volcánica explosiva son de una diversidad extrema que varía desde partículas extremadamente finas (<5 μm) a grandes bloques de roca.

El término utilizado por los geólogos para describir toda la gama de partículas es **"tefra"** que en griego significa ceniza.

El tamaño promedio de las partículas de una nube de cenizas volcánicas disminuye en el transcurso del tiempo, a medida que se depositan partículas más pesadas de la nube.

La concentración de cenizas en función de la distancia depende de la altura a que llegue la columna original de cenizas y de las condiciones meteorológicas tales como la velocidad y la cizalladura del viento en función de la altura (especialmente vientos estratosféricos) y del gradiente vertical de la temperatura.

Piedra pómez o pumita

La piedra pómez o pumita es una roca ígnea volcánica vítrea, con baja densidad —flota en el agua— y muy porosa, de color blanco o gris. Cuando se refiere a la piedra pómez en lo que respecta a sus posibles aplicaciones industriales, también puede ser conocida como puzolana.

Composición.- La riolita tiene la misma composición del granito, otra roca ígnea. Dado que el granito y la riolita son químicamente similares, la lava que produce la piedra pómez incluye a los minerales feldespato, cuarzo, biotita y hornblenda. Más específicamente, la piedra pómez está hecha con los siguientes óxidos, de acuerdo con Indian Granites: 70 a 77 por ciento de sílice, 11 a 14 por ciento de alúmina, 3 a 5 por ciento de óxido de potasio, 3 a 5 por ciento de soda, 1 a 3 por ciento de óxido ferroso, 1 a 2 de óxido férrico, 0,5 a 1 por ciento de magnesia, menos de 0,38 por ciento de titina y 0,03 por ciento de agua.

Usos.- La piedra pómez es utilizada en muchas industrias ya que es ideal para:

Piedra pómez para procesos de filtraje. La piedra pómez es ideal para ayudar al proceso de filtraje en el agua potable, se utiliza en la fabricación de filtros para acuarios, para remover olores indeseados o para absorber productos químicos en el área petrolífera.

Piedra pómez en polvo para cosméticos. La piedra pómez en polvo es ingrediente de los principales cosméticos y de productos de limpieza facial y corporal ya que sirve como exfoliante de impurezas en la piel.

Piedra pómez utilizada en agricultura y horticultura. Con el uso de la piedra pómez se puede ahorrar agua en el riego de cosechas y jardines. Utilizándola por sus propiedades naturales se obtienen beneficios de filtraje, drenaje, pH natural y además puede utilizarse como conductor de riego, nutrientes, pesticidas, herbicidas o cualquier químico en el sector. Además la piedra pómez es utilizada como medio de crecimiento en hidroponía además como medio para mantenimiento en campos atléticos o de golf.

Piedra pómez utilizada para la industria de la cerámica. Se utiliza en la fabricación de arcillas feldespáticas de cuerpo rojo, procesándola en hornos con otros elementos químicos, siendo la base de cualquier piso de cerámica o vajillas.

Piedra pómez utilizada para la limpieza. Por su propiedad de ser abrasiva y biodegradable, la piedra pómez en polvo se utiliza en detergentes blanqueadores para la ropa. También se utiliza en distintos tamaños para pulir diferentes superficies.

Piedra pómez utilizado en la construcción. Los cambios de temperatura en nuestro planeta exigen dar un valor agregado a las construcciones, la piedra pómez brinda la resistencia que se requiere en cualquier tipo de construcción además agrega muchos beneficios cuando se utiliza como mezcla para la fabricación de blocks. También es un excelente agregado para colados y mezclas. Modernice sus obras y disminuya sus costos de construcción.

Piedra pómez para lavado de prendas. La piedra pómez es ideal para el lavado de prendas de mezclilla o gabardinas.

Ignimbrita

La ignimbrita es una roca ígnea y depósito volcánico que consiste en toba dura compuesta de fragmentos de roca y fenocristales en una matriz de fragmentos vítreos. Las ignimbritas suelen ser de composición intermedia a félsica. Las ignimbritas se caracterizan por tener lo que en geología se conoce como fiames, los cuales son líneas que cruzan la roca, y pueden estar compuestos de diferentes minerales. En la imagen se pueden observar fácilmente. Este es un grupo especial de rocas formado como resultado de la deposición de nubes ardientes de alta temperatura constituidas por material tobáceo (incluyendo lapilli, pómez, cristales, etc.), que estaba tan caliente en el momento de la deposición que los bordes de los fragmentos tendieron a soldarse, dando lugar a rocas con aspecto bastante diferente al de las tobas normales. En muchos casos aparece un fajeado muy claro, ya que las agujas de vidrio volcánico pueden llegar a aplanarse y agruparse, dando lugar a un aspecto de fajeado de flujo.

Usos.- Las ignimbritas por su característica de cementación se utilizan para la fabricación de bloques y planchas para terminados de las vías y adorno en fachadas y mesones.

Lapilli

El **lapilli** (singular lapillus, del latín: «pequeñas piedras») es un término de clasificación de la tefra según su tamaño y está constituido por fragmentos piroclásticos, expulsados por un volcán durante una erupción y con un diámetro variable de 2 a 64 mm. En las islas Canarias esto recibe el nombre de picón.

Usos. Desde antaño se aprovecha este material en la agricultura, por su alto poder de retención de humedad, siendo capaz no solo de conservar la del suelo sino condensar la ambiental. La Tosca se usaba para preparar los bancales de cultivo (Canteros) y el jable como sustrato, al que poco a poco se le iría acumulando el polvo traído por el viento, configurando el medio idóneo para cualquier tipo de cultivo.

Cangagua

Se denomina cancagua en Chile y cangahua en Ecuador y Colombia a una roca sedimentaria de origen volcánico, de textura no foliada, porosa y baja compactación que ocurre en el sur de Chile y en la depresión intermedia de Ecuador y el sur de Colombia. [1] Está compuesta generalmente de cuarzo y feldespato, aglomerada por calcita, arcilla y sílice. Cancagua de Valdivia se ha ocupado para elaborar ductos de agua en Santiago en el siglo XVII.

Usos. Es utilizada para fabricar ladrillos, hornos y braseros, como argamasa en obras de construcción y para el tallado de artesanías.

ROCAS SEDIMENTARIAS

1 I GENERALIDADES

1.1 Rocas sedimentarias

Definición.- Son aquellas rocas formadas por efectos de los agentes meteóricos que producen un intemperismo y la consiguiente erosión (destrucción natural), arrastre, depósito y consolidación de las rocas preexistentes. Además, en ambientes lacustre-sedimentarios también se forman ciertas rocas–minerales por cristalización (proceso químico), como ocurre en la formación del yeso y la halita entre otros.

También el producto de las erupciones volcánicas en forma de cenizas y polvos diversos se precipitan y acumulan en las planicies cercanas, las cuales se sedimentan, lo que da lugar a la formación de un tipo diferente de rocas, son las llamadas rocas vulcano-sedimentarias.

El término “sedimentario” viene del latín SEDIMENTUM = asentamiento.

Aproximadamente el 75% de las rocas expuestas en la superficie de la Tierra son sedimentarias; de los 15 kilómetros exteriores del globo terrestre representan el volumen sólo alrededor del 5% de rocas sedimentarias; en los continentes el 58% son pizarras sedimentarias (lutitas), el 22% areniscas y conglomerados y el 20% calizas.

1.2 Composición de las rocas sedimentarias

La composición de las rocas sedimentarias implica la presencia de los elementos químicos en forma de minerales (óxidos, sulfuros, carbonatos, silicatos, etc.) constituyentes de determinada roca sedimentaria, lo que conlleva la determinación de una composición química y una composición mineralógica.

1.2.1 Composición química

La determinación de la composición química en las rocas sedimentarias puede ofrecernos datos informativos referentes a la comprensión de los procesos geo-químicos y a la evolución de los diferentes tipos. Además, es importante desde el punto de vista práctico, puesto que algunas rocas sedimentarias por su granulometría tan fina solo pueden ser analizadas por procesos químicos de laboratorio. La composición química de las rocas sedimentarias (arcilla, arenisca y caliza) se compara con la composición química de las rocas ígneas, lo que se ilustran en la siguiente tabla:

Componentes químicos	***En rocas sedimentarias (%)***	***En rocas ígneas (%)***
$Si\ O_2$	57,95	59,14
$Ti\ O_2$	0,57	1,05
$Al_2\ O_3$	13,39	15,34
$Fe_2\ O_3$	3,47	3,08
Fe O	2,08	3,80
Mg O	2,65	3,49
Ca O	5,89	5,08
$Na_2\ O$	1,13	3,84
$K_2\ O$	2,86	3,13
$H_2\ O$	3,23	1,15
$P_2\ O_5$	0,13	0,30
$C\ O_2$	5,38	0,10
$S\ O_3$	0,54	-----
Ba O	-----	0,06
C	0,66	-----

Cuadro 41: Comparación de la composición química de las rocas sedimentarias e ígneas

La diferencia entre ambas composiciones se debe esencialmente a situaciones de intemperismo terrestre por implicaciones atmosféricas o a sustracciones de las sales solubles por el mar en los casos de depósitos marinos. La relación $Fe_2\ O_3$ - Fe O es inversa en una roca con respecto a la otra, ya que en la superficie se favorece notablemente la oxidación y, por lo tanto, prevalece $Fe_2\ O_3$ en las rocas sedimentarias. Por el contrario, la cantidad de Na_2O es 3 veces menor en las rocas sedimentarias, debido a que el sodio procedente de la descomposición de las rocas ígneas permanece en disolución en las aguas del mar. Por último, H_2O y CO_2 se incrementan notablemente en las rocas sedimentarias debido a la acción hidratante y a adiciones de la atmósfera.

1.2.2 Composición Mineralógica

El estudio de las rocas sedimentarias revierte gran importancia, no sólo con el propósito de clasificarlas, sino, porque muchas veces la presencia de un mineral determinado arroja resultados sobre la historia geológica de una roca.

Algunas rocas sedimentarias están compuestas de un solo mineral como es el caso del yeso, la anhidrita, el cuarzo, etc., pero la mayoría están compuestas por varias especies minerales.

De un modo general, los minerales de las rocas sedimentarias se pueden agrupar de acuerdo a su origen de la siguiente manera:

a) Minerales detríticos que proceden de la desintegración de las rocas preexistentes; podemos obtener aquí casi todos los minerales ya conocidos en las rocas ígneas, principalmente cuarzo y feldespatos, así como los minerales de las rocas metamórficas y los de las rocas sedimentarias.

b) Minerales que se generan durante el proceso de descomposición de las rocas, tales como las arcillas, las cuales pueden depositarse residualmente o ser transportadas en suspensión.

c) Minerales que resultan de los precipitados químicos, tales como calcita, dolomita y silita cuyo origen se debe buscar también en la descomposición química de la roca madre.

A estos grupos se puede añadir algunos productos como materia orgánica y cenizas volcánicas, a veces de gran importancia.

Pero sucede frecuentemente que un mismo mineral se presenta en las rocas sedimentarias en diferentes grupos, por ejemplo, en una roca puede existir carbonato de calcio por precipitación química, pero también puede existir integrando fragmentos de rocas carbonatadas preexistentes, por ejemplo, calizas brechosas o brechas calcáreas.

En el siguiente cuadro se observan valores que corresponden a una composición mineralógica de un sedimento cualquiera.

Mineral	*Porcentaje*
Cuarzo	34,8
Ortosa	11,02
Albita	4,55
Sericita	15,1
Caolín	9,22
Calcita	4,25
Dolomita	9,07
Limonita	4,00
Yeso	0,97
Clorita	5,29
Carbón	0,73
Otros	0,99

Cuadro 42: Composición mineralógica aproximada de un sedimento cualquiera

Por lo tanto, de acuerdo a la tabla anterior, los minerales más importantes de las rocas sedimentarias son:

- Cuarzo y otras formas de sílice

- Feldespatos sódicos y potásicos
- Micas (biotita, moscovita, clorita,   flogopita, etc.)
- Sericita (mica moscovita alterada)
- Minerales arcillosos (caolinita, montmorillonita, illita)
- Calcita
- Dolomita
- Yeso y anhidrita
- Halita
- Fosfatos
- Limonita
- Materia orgánica
- Minerales pesados (magnetita, cromita, pirita, anfíboles, piroxenos).

1.3 Características de las rocas sedimentarias

La característica fundamental de las rocas sedimentarias es la disposición de sedimentos en capas o estratos, formando planos de estratificación paralelos a lo largo de las cuales estas rocas tienden a separarse o romperse.

Cuando un sedimento ha sido depositado recientemente, su espesor es muy grande, alcanzando a veces decenas de metros, pero mientras más capas de sedimentos son depositados en la parte superior, se comprimen estas capas en forma significativa, quedando a veces de menos de 1mm de espesor. La presión es el factor determinante de este fenómeno.

Y si la estratificación viene marcada por un cambio, el color se define como un bandeado. Los sedimentos pueden ser llamados estratificados cuando se separan claramente en capas o láminas a lo largo de su extensión. La estratificación puede ser debido a diferentes clases o tamaños de minerales o a alguna interrupción en la depositación que permite que tengan lugar cambios antes de que se deposite más material. El diferente carácter de los sedimentos puede ser resultado de:

1. Variaciones en la corriente de ríos, quebradas o aguas superficiales.
2. Cambios estacionales.
3. Cambios climáticos.
4. Fluctuaciones del nivel del mar (sedimentos marinos o costeros).
5. Cambios marcados en el tiempo o número de los organismos (conchas, corales, etc.).

Varían los estratos en espesor de pocos milímetros a varios metros. Si los planos de separación están muy próximos entre sí, el sedimento es de “estratos delgados” y si están

muy separados, se llaman “masivos” o “estratos pesados”.

Cuando los estratos están en reposo su posición es generalmente paralela a la superficie sobre la que se ha depositado, como regla general son aproximadamente horizontales.

Sin embargo, en muchos sitios las superficies donde se depositan son inclinadas por lo que resultan estratos ondulados e inclinados. Los sedimentos pueden depositarse en su orden natural sobre superficies inclinadas hasta de 30°.

2 l CICLO SEDIMENTARIO

2.1 Procesos que participan en la formación de las rocas sedimentarias

2.1.1 Intemperismo

La historia de las rocas sedimentarias comienza con los procesos de intemperismo, porque el producto del intemperismo físico y químico constituye la materia prima de las rocas sedimentarias.

Existen dos tipos de intemperismo:

a) ***Intemperismo químico.-*** Es la forma de destrucción de la roca mediante reacciones químicas que tienen lugar sobre la superficie y a cierta profundidad de la misma, alterando su naturaleza química y la composición de las rocas pre-existentes. Los cambios químicos realizados sobre las rocas se llevan a cabo por el contacto de reactivos atmosféricos como el agua, el oxígeno y el dióxido de carbono principalmente. En los cambios químicos sufridos por las rocas por intemperismo químico, también intervienen las condiciones de reacción como son la temperatura y la humedad, entre otros.

Por lo tanto, el intemperismo químico se produce principalmente debido a la percolación del agua meteórica (lluvia) a través de las capas rocosas, que se caracteriza por contener un alto contenido de ácido carbónico y humus. La intensidad de este proceso se incrementa con la temperatura y con la cantidad de lluvia. Este proceso resulta mucho más importante en regiones tropicales húmedas y ecuatoriales; moderadamente se produce en regiones templadas y débilmente en regiones frías o áridas.

Como resultado de este proceso, los minerales estables se concentran en la zona de meteorización. Las sustancias que se forman debido al intemperismo químico o meteorización química son las siguientes:

1. Sustancias sólidas.- aquí encontramos arcillas, formadas por la meteorización de minerales de las rocas ígneas especialmente feldespatos que se convierten en caolines.

2. Sustancias solubles o coloidales.- son las sales alcalinas de calcio, magnesio

y hierro; así como hidróxidos de aluminio y silicio.

Estas sustancias son transportadas por el agua de percolación que va hacia el subsuelo, quedando como rellenos de grietas y otras cavidades mayores, formando de esta manera el cuarzo de veta, las calcitas de relleno y los estratos de yeso y anhidrita, etc. Otra buena cantidad de sustancias en solución son transportadas por flujos subterráneos y pasan a formar parte de las corrientes hídricas superficiales como riachuelos y ríos para finalmente llegar a los océanos. Estas sustancias contienen una alta concentración de sales de la hidrósfera y parte de la litósfera.

b) *Intemperismo físico.-* Es un proceso mecánico que conduce a la desintegración de las rocas formando fracciones de menor tamaño. Aquí no ocurre ningún proceso químico, las sustancias de las rocas permanecen sin cambio alguno, pero se verán roturas de la materia misma.

Los violentos cambios de temperatura diurnos, nocturnos y estacionales producen rupturas agrietamientos de la roca, como resultado de la dilatación y la contracción de esta.

Las condiciones físicas del agua, como el humedecimiento y la congelación provoca el fenómeno de contracción y expansión de las partículas minerales del suelo, por un lado, cuando estas aumentan su volumen, logrando la desintegración por el aumento de presión entre ellas (se dice que se fraccionan).

Por otro lado cuando el agua se congela en las grietas de una roca, se dilata y se crea una presión tan grande (como cuando se congela agua dentro de una botella de vidrio) que fraccionan las rocas.

En conclusión, el intemperismo físico puede producirse por condiciones de alternancia de clima, época seca y época húmeda, así como variaciones en la temperatura. Estos procesos causan desintegración física del material preexistente. Este tipo de intemperismo predomina en áreas secas o frías.

La consecuencia fundamental de este tipo de intemperismo es la **erosión.**

2.1.2 Transporte

Las rocas que han sido destruidas por el intemperismo, tienden siempre a ser transportadas por: la gravedad, corrientes hídricas superficiales y subterráneas, olas y corrientes costaneras, vientos y organismos. En su tránsito los materiales están sujetos a desgaste, redondeo y por consiguiente, la disminución en tamaño, forma y densidad.

El transporte de los materiales puede ser de diferentes maneras:

A lo largo de pendientes los productos meteorizados pueden ser removidos por gravedad; principalmente en áreas montañosas, este fenómeno es el medio más efectivo, aún en fragmentos pequeños. Cuando los materiales están saturados de agua pueden ser removidos por pendientes más suaves. Este proceso se llama SOLIFLUCCIÓN. Bajo condiciones favorables este proceso ocurre en áreas de pendiente suave; proceso que es característico para áreas glaciales.

Ciertas partículas pueden ser transportadas por escorrentía. Una fina película de

agua corre sobre la pendiente y puede arrastrar partículas de suelo y pequeños fragmentos de roca sobre cortas distancias.

Fragmentos de roca también pueden ser transportados por el viento. Fragmentos más gruesos (granos de arena) son transportados únicamente sobre la superficie del suelo por saltación. Granos finos (limos y arcilla) pueden ser transportados a grandes altitudes por suspensión como nubes de polvo a largas distancias. Mientras que el transporte por saltación en el aire es a distancias pequeñas, es decir, se detienen cuando encuentran obstáculos.

El transporte producido por el agua corriente (ríos y quebradas) es el más importante y se produce comúnmente en estado de solución (materiales solubles como los carbonatos, sales y silicatos), en suspensión (material fino como las arcillas) o por saltación (material grueso como los cantos, gravas, a veces cuerpos pétreos de varios metros de diámetro producto del intemperismo físico.

Así también el material detrítico puede ser transportado por el hielo y se producen glaciaciones, cuyo material transportado forman las morrenas.

Al tiempo que se produce el transporte, selecciona petrográfica y mineralógicamente los fragmentos minerales. Los minerales más duros y estables son más resistentes al transporte, por ejemplo, el cuarzo, cuarcita, algunos silicatos, etc. Estos son gradualmente reducidos a fragmentos más pequeños hasta obtener formas redondeadas. En cambio los feldespatos y carbonatos son menos resistentes; estos son quebrados y reducidos a un fino polvo, los cuales pasan gradualmente a fracción coloidal. Los carbonatos por su parte son totalmente disueltos.

2.1.3 Depósito

El proceso de depósito ocurre, prácticamente, cuando la velocidad del transporte se hace nula, o disminuye tanto, que la fuerza de la gravedad es mayor lo que hace que los materiales se detengan y sedimenten. Esta sedimentación puede ocurrir en tierra (cuencas, depresiones, llanuras, etc.) y se forman los depósitos continentales; cuando los materiales se sedimentan en el mar forman los llamados depósitos marinos. Los materiales clásticos se depositan según la siguiente consecutividad desde la línea de costa hasta el mar abierto: canto rodado, grava, arena y material fino (arcilloso).

Los depósitos continentales, se caracterizan generalmente por la ausencia de fósiles, por ejemplo los depósitos fluviales, eólicos, lacustres, palustres y de pie de montaña. Los depósitos más comunes y conocidos son los fluviales en sus diferentes variedades donde se forman los conglomerados, las areniscas y una variedad de rocas sedimentarias arcillosas.

Los depósitos de los materiales químicos, depende de factores diferentes a los de los sedimentos clásticos. El agua de mar contiene determinada cantidad de iones en solución, los principales son: Cl^-, $SO4^{2-}$, Na^+, K^+, Ca^{2+}, etc. Estos iones se precipitan a partir de la solución cuando ocurren cambios físico-químicos de la cuenca o la actividad de los organismos que puedan alterar el equilibrio del sistema. De esta manera se forman diversos tipos de rocas sedimentarias de origen químico u orgánico.

2.1.4 Litificación o diagénesis

El término litificación se deriva de la palabra griega y latina que significa ROCA y HACER respectivamente, es decir, sería hacer roca.

Los procesos de litificación o diagenéticos convierten a los materiales sin consolidar en rocas consolidadas y coherentes. Estos procesos son los siguientes:

a) ***Compactación.-*** Los espacios porosos entre los granos individuales se reducen gradualmente por la presión de las capas de sedimentos superyacentes o por presiones resultantes de movimientos de la Tierra. Los depósitos gruesos de arena y grava sufren alguna compactación, pero los de grano fino, limo y arcilla responden con mayor rapidez a este fenómeno. A medida que las partículas individuales se comprimen, se reduce el espesor del depósito y aumenta su coherencia. Se ha calculado que los depósitos de partículas de tamaño de arcilla sepultados a profundidades de 1000 m han sido compactados, en alrededor de 60% de su volumen original.

b) ***Desecación.-*** El agua que originalmente llenaba los espacios vacíos de los depósitos arcillosos y limo es forzado a salir. En muchos casos es el resultado directo de la compactación, cuando el depósito queda expuesto al aire y el agua se evapora.

c) ***Cementación.-*** Los espacios entre las partículas individuales de un depósito sin consolidar se rellenan con algún material que los liga. Entre los muchos minerales que sirven como agentes cementantes, los más comunes son la calcita, la dolomita y el cuarzo. Se incluyen también otros como el óxido de hierro, el ópalo, la calcedonia, la anhidrita, la pirita, etc.

Aparentemente el material cementante es llevado en solución por el agua que percola a través de los espacios abiertos entre las partículas del depósito. A continuación algún factor en el nuevo medio hace que el mineral se deposite y que forme una roca sedimentaria.

En los depósitos de grano grueso, hay espacios de interconexión relativamente grandes entre las partículas, Estos depósitos son muy susceptibles a la cementación porque las aguas percolantes se pueden mover a través de ellos con suma facilidad.

Los depósitos de arena y grava se transforman por cementación en areniscas y conglomerados respectivamente.

d) ***Re-cristalización.-*** Algunos minerales originales son disueltos en las soluciones intersticiales y el material disuelto es fijado en otros cristales. La estructura original del sedimento es completamente modificada. La cristalización sirve también para endurecer los depósitos asentados por procesos mecánicos de cementación. Dentro de un depósito pueden cristalizar nuevos minerales, o los cristales de los minerales

existentes pueden aumentar de tamaño, particularmente en los de tamaño más fino.

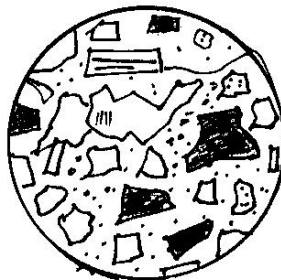
3 I TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

3.1 Texturas

Concierne al aspecto físico general de una roca, al tamaño, forma y arreglo de las partículas que la constituyen.

Existen dos tipos fundamentales de texturas en las rocas sedimentarias: la clástica o detrítica y la no clástica o química; habiendo otros tipos de texturas secundarias como: amorfa, oolítica, esferolítica, sacaroide, coloforme, etc.

a) ***Textura clástica o detrítica.-*** Textura constituida por fragmentos (clastos) de minerales y/o rocas englobados por un material aglomerante que actúa de nexo o cemento. Los **fragmentos** proceden de la meteorización física y/o química de rocas preexistentes, posteriormente erosionadas, transportadas y depositadas (origen detrítico).

Clástico, término que se deriva de la voz griega que significa “roto o fragmentado”, y de las rocas que han sido formadas de depósitos de mineral y de fragmentos rocosos se dice que tienen textura clástica. La forma y el tamaño de las partículas originales tienen una influencia directa sobre la naturaleza de la textura resultante. La roca formada a partir de una capa de grava o arena tiene una textura gruesa, es diferente de la roca formada por un depósito de granos de arena redondeados y uniformes. Por otra parte, el proceso de depósito de un sedimento también afecta la textura de la roca sedimentaria que se desarrolla a partir de él. En todos los agregados fragmentarios que tienen una amplia gama de tamaños de partículas, el material se subdivide convenientemente en grano y matriz, aunque no haya una diferencia marcada en el tamaño de las partículas entre ellos. El cemento es muy común entre las rocas detríticas. Se sabe de muchos minerales comunes como el ópalo, los carbonatos, la limonita, que desempeñan el papel de cemento. El cemento es menos común en los sedimentos arcillosos, porque el material arcilloso es un agente de unión que sirve para consolidar las rocas sedimentarias.

Gráf. 56: Textura clástica de las rocas sedimentarias

Tamaño y Clasificación de los granos clásticos

El tamaño de partícula es un elemento importante de la textura en los sedimentos detríticos, porque está relacionado con las condiciones geológicas de transporte y depósito. Las distinciones de textura entre los sedimentos detríticos se basan principalmente en las diferencias entre los diámetros de las partículas. Las gravas contienen partículas de dimensiones de guijarros o guijas, las areniscas constan de granos del tamaño de los granos de arena y las arcillas están formadas por partículas del tamaño de la arcilla. Las gravas y las arenas se describen como gruesas, medianas o finas. Para uniformar la terminología descriptiva, se han hecho varias proposiciones sobre la nomenclatura, de las cuales la tabla siguiente es un ejemplo:

Diámetro de la Partícula (mm)	Origen Sedimentario				Origen Volcánico	
	Forma de la partícula					
	Redondeada a subangulosa		Angulosa		Redondeada a angulosa	
	Sedimento	Roca	Sedimento	Roca	Fragmentos piroclásticos	Roca
> 256	Grava de cantos rodados	Conglomerado de cantos rodados	Ripio en bloques	Brecha en bloques	Bloques volcánicos	Brecha volcánica
256 – 64	Grava de gui-jarros	Conglomerado de guijarros	Ripio	Brecha	Bomba	Aglomerado de brecha o aglomerado
64 – 4	Grava de guija	Conglomerado de guija	Fragmentos angulares del tamaño de guija	Brecha	Lapilli	Lapilli toba
4 – 2	Gránulo grava	Conglomerado de gránulo	Gránulos	Gránulo brecha	Ceniza gruesa	Toba gruesa
2 – 1/16	Arena	Arenisca	Arena	Gravilla o arenisca	----	----
1/16–1/256	Fango	Limolita	Fango	Limolita	Ceniza fina	Toba fina
< 1/256	Arcilla	Lutita	Arcilla	Lutita	----	----

Cuadro 43: Terminología aplicada a los sedimentos y rocas detríticas (arreglada conforme a los límites de tamaño)

De la figura siguiente se origina la nomenclatura familiar de las rocas sedimentarias detríticas: conglomerado, areniscas, limolita y argilita. Los nombres alternativos derivados de términos latinos son: rudita, para los agregados de grava; arenita, para las rocas arenáceas y lutita para las rocas arcillosas. Los adjetivos indicando sedimento arcilloso son: arcilloso, lutáceo y pelítico; aquellos que indican un conglomerado son: rudáceo y psefítico. A un agregado compuesto principalmente por partículas del tamaño de la arena, 1/16 a 2 mm, se le llama arena o arenisca cuando está petrificado; un agregado en el cual la mayoría de las partículas son más finas que la arena, pero más gruesas que la arcilla, 1/256 a 1/16 de mm, se llama fango (limo) o limolita; y los agregados de las partículas más finas menos

de 1/256 mm, son argilitas. Si más de una cuarta parte de las partículas son más gruesas que la arena, mayores de 2 mm; el agregado suelto es grava y la roca consolidada es el conglomerado. Esta clasificación de las rocas detríticas es sencilla, genética y muy usada.

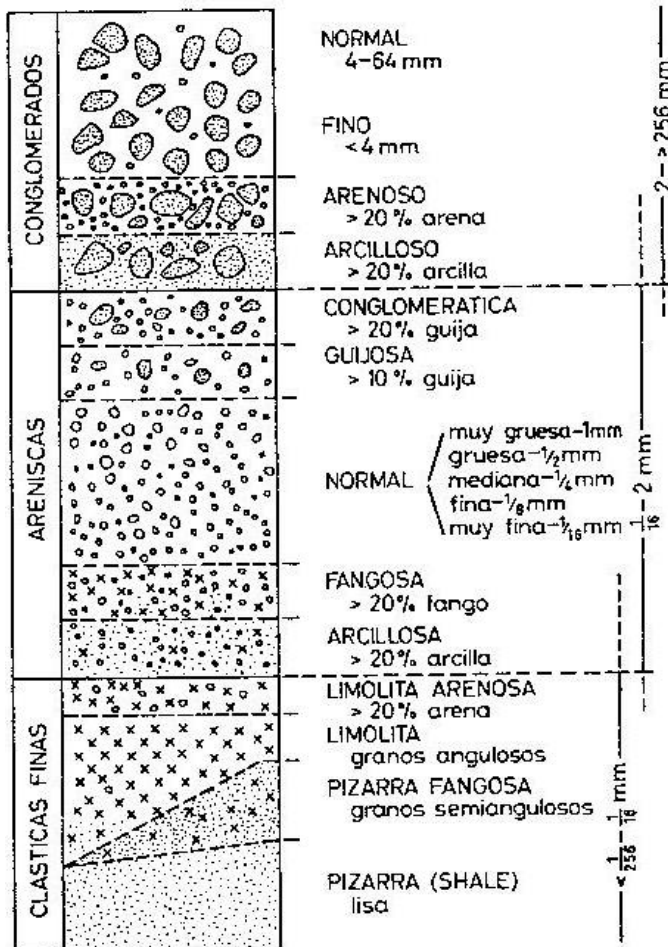



Fig. 57: División textural macroscópica de las Rx sedimentarias, según su gradación de tamaño.

Forma y Redondez de los granos clásticos.- Los términos tales como: tabular, prismático, igualante, pláqueo, acuñado, de forma de varilla, de forma de discos, etc., pueden emplearse para describir cualitativamente las formas de las partículas de los sedimentos detríticos. La redondez de un grano clástico es la granularidad de sus bordes y esquinas. Según su grado de redondez, los granos pueden ser angulosos, sub-angulares, sub-redondeados o redondeados. Aunque frecuentemente se les confunde, forma y redondez son geométricamente distintas y no están fundamentalmente relacionadas. Los

granos clásticos de la misma forma pueden tener grados variables de redondez, y aquellos de redondez semejante pueden tener varias formas. Los cristales de pirita cúbicos son igualantes, por ejemplo, sea que sus bordes sean marcadamente angulosos o que hayan sido redondeados por abrasión. Un prisma de hornblenda que era originalmente euhedral y marcadamente anguloso, puede volverse bien redondeado sin perder su forma prismática original.

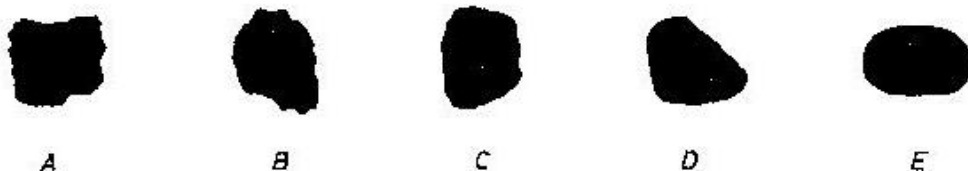



Fig.58. Grado de redondez: A: Anguloso; B: Subanguloso; C: Subrredondeado; D: Redondeado; E: Bien redondeado.

b) Texturas no clásticas o químicas.- Las texturas de las rocas no clásticas se forman por uno o más de los procesos siguientes:

- Por cristalización directa o reacción inorgánica entre las sales disueltas.
- Por crecimiento de los cristales y agrandamiento dentro de un agregado.
- Por reemplazamiento tal como la dolomitización y la silicificación.

Una textura no clástica típica consiste en un conjunto de cristales entrelazados, como lo que ostenta la sal gema, tanto que no hay espacios porosos intergranulares visibles.

Las texturas no clásticas se dividen fundamentalmente en dos grupos: texturas cristalinas y texturas colomorfas.

1. **Texturas cristalinas.-** Sus características son análogas a las de las rocas ígneas y metamórficas. Consecuentemente se describen en función del tamaño y forma de los granos cristalinos. Para esto se utiliza una escala similar a la de las rocas clásticas.

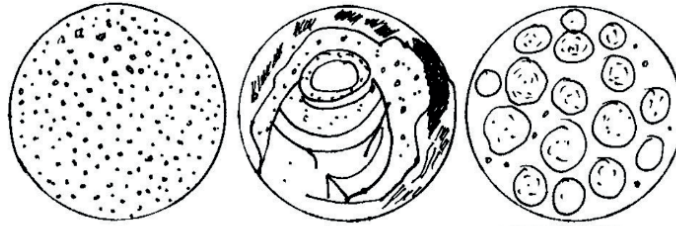



Fig. 59. Texturas no clásticas de las rocas sedimentarias

Grano	Tamaño en mm
Grueso	2
Mediano	2 – 1/16 (2 – 0,625)
Fino	1/16 – 1/256 (0,625 – 0,0039)
Muy Fino	1/256 (0,0039)

Cuadro 44: Tamaño de los granos en las texturas cristalinas.

2. Texturas colomorfas.- Los coloides son inestables y tienden a cristalizar, pasando por un estado intermedio que generalmente se manifiesta en forma de agregados fibrosos a menudo con disposiciones concéntrico-radiales. Estos agregados fibrosos pueden hacerse finalmente cristalinos y granulares. Este tipo de texturas colomorfas es la de las costras de limonita y del ópalo.

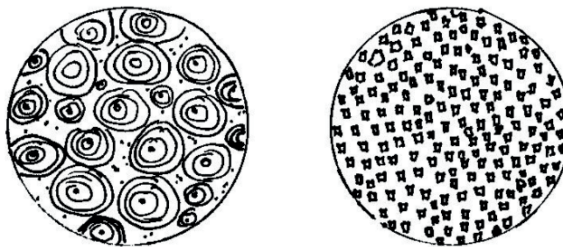



Fig. 60: Texturas colomorfas de las rocas sedimentarias.

- Las texturas: **sacaroide y porfiroblástica**, corresponden a las texturas cristalinas.
- Las texturas: **amorfa, oolítica, pisoolítica y esferulítica**, corresponden a las texturas colomorfas.

3.2 Estructuras de las Rocas Sedimentarias

La estructura de las rocas sedimentarias presenta características distintivas mayores, que se estudian mejor en el campo que en los ejemplares de mano. Dependen de las relaciones entre los agregados sedimentarios más bien que de las relaciones de grano que determinan y regulan las peculiaridades de la textura.

Las estructuras de las rocas sedimentarias que se describen son de origen físico y deben su existencia principalmente a procesos que actúan durante el depósito sedimentario, o poco después de ello. Existen estructuras físicas, químicas y orgánicas.

a) Estructuras Físicas.- Los rasgos de las estructuras físicas de las rocas sedimentarias son entre otras: **la estratificación**, **la fisibilidad**, **la estratificación gradual u ordinaria y la estratificación cruzada.**

Fisibilidad: que se dividen en capas un poco finas de espesor uniforme.

Estratificación gradual y ordinaria: tiene partículas cuyo tamaño va pasando gradualmente de gruesas a finas y de abajo hacia arriba, en bandas de algunos metros de espesor, que se repiten con gran regularidad en una formación.

Estratificación cruzada: es característica de las areniscas granulares menos frecuente en calizas y pizarras. Es una disposición de láminas transversales al plano de estratificación, en líneas rectas inclinadas, o en forma cóncava.

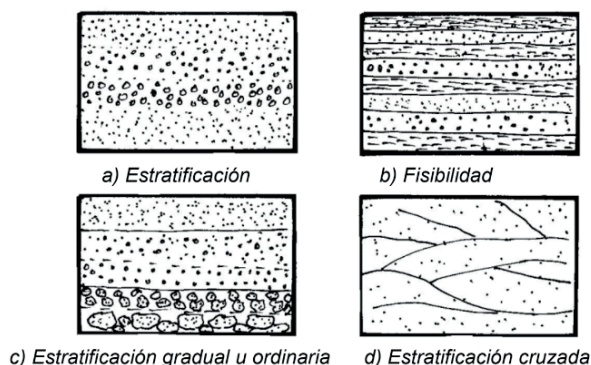



Fig. 61: Rasgos de las estructuras físicas de las rocas sedimentarias

b) ***Estructuras químicas***.- Las estructuras químicas comprenden algunas formas como: concreciones, septarias, formaciones de conos concéntricos y geodas.

Concreción: se refiere a los cuerpos redondeados de origen inorgánico, formados por sílice, calcita, sulfuros y una variedad de otros minerales. Son de composiciones diferentes y generalmente son más resistentes al intemperismo que sus rocas encajantes.

Septarias: concreciones de composición pizarrosa con grietas irregulares de tensión interna por la deshidratación del material en estado coloidal. Las grietas están rellenas de

carbonatos.

Conos concéntricos: es el producto del desarrollo de columnas irregulares de forma cónica. Es un tipo de estructura de cizalleo.

Geodas: son cuerpos esféricos huecos, típicamente revestidos de cristales de cuarzo y de otros minerales, salientes a su interior. Se encuentran en las calizas y otros sedimentos y se han desarrollado por dilatación.

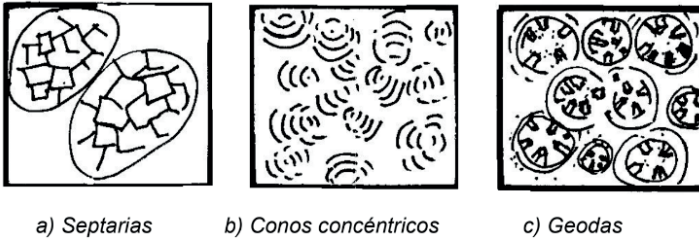



Fig. 62: Formas estructurales químicas de las rocas sedimentarias

c) Estructuras Orgánicas.- Los fósiles tienen una estructura orgánica típica. Están entre los elementos más importantes para la interpretación de la edad de la formación de una roca y de sus condiciones de depósito. Las biohermas (arrecifes calcáreos) y los biostromas (restos fósiles acumulados en capas) se forman en condiciones de vida prolífica.

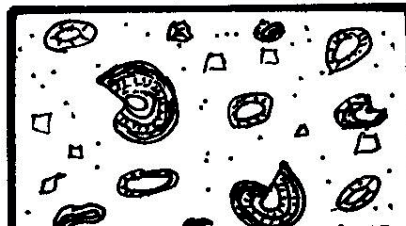



Fig. 63: Formas estructurales orgánicas de las rocas sedimentarias

4 I CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Las propiedades de las rocas sedimentarias proporcionan una base para su clasificación, atendiendo a sus semejanzas en su forma de origen, su trama, su composición y otras características. En base a estas consideraciones se han establecido dos amplias clases de rocas sedimentarias. Ellas son las clásticas y las no clásticas. Las primeras son acumulaciones mecánicas de fragmentos de minerales y rocas, mientras que las segundas

son las depositadas por medios químicos o bioquímicos. La tabla siguiente presenta una clasificación de estas rocas basada en las dos amplias formas de origen: la mecánica y la bioquímica, combinada con otras características de composición y textura, proporcionando así un sistema de clasificación que abarca los rasgos notables descriptivos y los aspectos genéticos.

1. Rocas sedimentarias clásticas (formadas por procesos mecánicos)		
SUBGRUPOS	**PROCESO**	**ROCA RESULTANTE**
Anemogénicas	Formadas por la participación del viento	Loes (partículas más finas que las areniscas tipo limo).
		Arenisca desértica: arenas rodadas en el desierto y cementadas.
		Brecha desértica: fragmentos de los taludes detríticos del desierto y cementados
Tectonogénicas	El origen y la fragmentación son resultados de perturbaciones de la corteza terrestre:	Brecha de falla
		Brecha de plegamiento
		Brecha de colapso o derrumbe
		Conglomerado de intraformación: arrancado del sedimento durante su acumulación
		Brecha de intra-formación (estratos entre dos formaciones diferentes).
Glaciogénicas	El hielo de los glaciares es un medio de transporte y depósito	Arcilla várvica
		Morrena
		Tillita (conglomerado glaciar)
Hidrogénicas	El agua es esencialmente un medio de transporte y depósito	a) Clásticas de grano grueso (2-256 mm). - Conglomerado de cantos rodados: partículas de 256 mm de diámetro - Conglomerado de guijarros: partículas de 64-256 mm - Conglomerado de guijas: partículas de 4-64 mm - Conglomerado de gránulos: partículas de 2-4 mm - Conglomerado y brechas basales - Conglomerado en abanico:
		b) Clásticas de grano mediano: 1/16-2 mm (areniscas) - Arenisca cuarzosa - Arcosa - Grauwacka - Subgrauwacka
		c) Clásticas de grano fino: 1/256-1/16 mm - Pizarra (shale) o lutita - Marga - Limolita - Argilita - Esquisto arcilloso
Sedimentos Tobáceos	Fragmentos expulsados directamente de un volcán y arrastrados hasta la cuenca de depositación.	Arenisca tobácea
		Limolita tobácea
		Pizarra (shale) tobácea

2. Rocas sedimentarias no clásticas (formadas por medios químicos o bioquímicos)		
Carbonatos	Disolución de las sales y todos los minerales solubles de las rocas preexistentes	Caliza: puede ser orgánica, - Bioclástica, - Litográfica, - Afanítica, - Oolítica, - Cretosa, - Arcillosa y - Magnesiana.
		Dolomía
Evaporitas	Disolución de las sales y todos los minerales solubles de las rocas preexistentes.	Haluros: - Sal gema, - Silvita, - Carnalita, - Polihalita
		Sulfatos: - Yeso, - Anhidrita, - Barita
		Nitratos: Nitrato de sodio
		Boratos: Bórax
		Azufre
Depósitos silíceos	Disolución de las sales y todos los minerales solubles de las rocas preexistentes.	Pedernal (piedra córnea)
		Jaspe (silicita)
		Novaculita
		Porcelanita
		Diatomita
		Radiolarita
Depósitos ferruginosos		Arena verde (arenisca glauconítica)
		Arenisca hematítica
		Caliza ferruginosa
		Ferrita arcillosa
		Rocas de sulfuros de hierro
		Rocas de carbonatos de hierro
Depósitos fosfáticos:		Caliza fosfática
		Lutita fosfática
		Fosforita estratificada
		Fosforita residual
		Fosforita transportada
		Fosforita de hueso
		Fosforita insular o guano
Depósitos orgánicos:		Depósitos sapropélicos (tipos de carbones con impurezas)
		Lutita carbonácea
		Lutita bituminosa
		Turba
		Carbón mineral: - Lignito, - Subbituminoso, - Bituminoso, - Carbón de bujía, - Antracita.

Otros depósitos		Laterita
		Tierra rosa
		Bauxita
		Geyserita
		Silcreto (cuarcita de superficie)
		Calcreto (caliche o costra calcítica)
		Travertina
		Toba
		Piedra de filtro u ónix de caverna
		Estalactita
		Estalagmita

Cuadro 45: Clasificación genética de las rocas sedimentarias

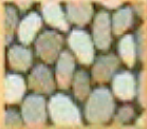
Otros autores las clasifican a las rocas sedimentarias según los procesos que más han influido en la formación de estas rocas, pudiendo reconocer los siguientes grupos o clases:

A) Rocas epiclásticas (o sílico-clástico).- Resultan de la acumulación mecánica de fragmentos líticos y minerales disgregados de rocas preexistentes.

- Psefitas o ruditas (conglomerados, brechas y otras rocas de fragmentos gruesos).
- Psamitas o areniscas.
- Pelitas o lutitas.

B) Rocas organógenas.- Formadas por minerales y materiales precipitados en soluciones acuosas por la acción de organismos o constituidas en gran parte por restos orgánicos.

- Calizas orgánicas
- Rocas silíceas orgánicas
- Rocas fosfóricas orgánicas
- Carbón y petróleo

C) Rocas de precipitación química.- Formadas por acumulación de minerales precipitados directamente de soluciones acuosas por procesos químicos inorgánicos o por reacción entre minerales y soluciones acuosas.

- Rocas evaporíticas
- Rocas ferríferas

- Calizas
- Rocas silíceas
- Rocas fosfóricas

D) Grupo volcano-sedimentario.- Formadas por piroclastos transportadas y depositadas sobre la superficie del suelo, en los lagos o en el mar.

- Tufos (tobas)
- Tufitas

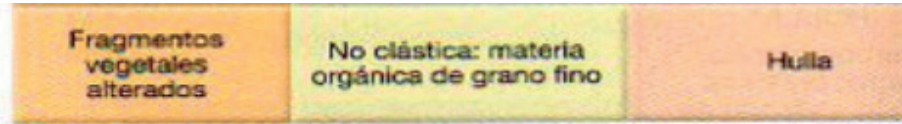
Como se ha mencionado antes, existen muchas clasificaciones de las rocas sedimentarias, por lo tanto como referencia pongo a consideración del lector una clasificación en base al origen de éstas: formadas por fragmentos, llamadas clásticas o detríticas y las químicas que se las diferencia por su composición química.

Rocas sedimentarias detríticas			
Textura clástica Tamaño del clasto		Nombre del sedimento	Nombre de la roca
Grueso (más de 2 mm)		Grava (clastos redondeados)	Conglomerado
		Grava (clastos angulosos)	Brecha
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena (Si el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa)	Arenisca

Fino (de 1/16 a 1/256 mm)		Limo	Limolita
Muy fino (menos de 1/256 mm)		Arcilla	Lutita

Cuadro 46: Clasificación de las rocas sedimentarias clásticas o detríticas

Rocas sedimentarias químicas			
Composición	Textura	Nombre de la roc	
Calcita, $CaCO_3$	No clástica: cristalino de fino a grueso	Caliza cristalina	
		Travertino	
	Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón visibles, cementados débilmente	Coquina	Caliza
	Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón de diversos tamaños cementados con cemento de calcita	Caliza fosilífera	
	Clástica: caparazones y arcilla microscópicos	Creta	
Cuarzo, SiO_2	No clástica: cristalino muy fino	Rocas silíceas (síle (color claro) Pedernal (color oscu	
Yeso, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	No clástica: cristalino de fino a grueso	Yeso	
Halita, NaCl	No clástica: cristalino de fino a grueso	Salgema	

Fragmentos vegetales alterados	No clástica: materia orgánica de grano fino	Hulla

Cuadro 47: Clasificación de las rocas sedimentarias químicas

5 I DESCRIPCIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

5.1 Rocas sedimentarias clásticas

5.1.1 Rocas clásticas de grano grueso

CONGLOMERADOS

Los conglomerados son guijas y gravas redondeadas consolidadas. Varían en composición con respecto a su tamaño, forma y clases de rocas que constituye la porción más gruesa y el tipo de matriz. La mayoría de los conglomerados son de partículas deficientemente clasificadas, y se depositan en ambientes muy distintos. En ciertas clasificaciones este tipo de rocas pertenece al grupo de las ruditas (ruditas de fragmentos redondeados).

Las gravas se dividen en gravas de depósito y gravas de atraso. Las primeras resultan de la acumulación de material grueso transportado, e indican el debilitamiento o pérdida de la fuerza de una corriente suficientemente poderosa para mover los fragmentos de rocas más grandes. Las segundas son producidas por la acción del viento o el agua, que remueven el material fino y dejan atrás a las partículas más gruesas concentrándose sobre la superficie. Este tipo de grava registra la acción de la corriente incapaz de transportar la porción más gruesa de un depósito original.

Composición

La mayoría de los conglomerados están compuestos por gravas de depósito.

Las guijas más comunes en los conglomerados son de rocas resistentes, tales como la cuarcita, el granito, el cuarzo de vetas y el pedernal. Las guijas de caliza son comunes en los conglomerados, pero los fósiles son raros y fragmentados y no pueden ser usados para indicar la edad del conglomerado. Las guijas están generalmente bien graduados, los más grandes debajo de los pequeños y esto pueden producir indicios de estratificación.

Tipos de conglomerados por la composición

De acuerdo a la composición los conglomerados se clasifican en: monomícticos, oligomícticos y polimícticos.

Monomícticos.- Los fragmentos están representados por rocas muy estables a la meteorización y, generalmente, tienen una sola composición, por ejemplo conglomerados de pedernal, conglomerados de calizas, conglomerados de rocas efusivas ácidas, etc. La

matriz puede consistir de arenas cuarcíferas.

Oligomícticos.- Constituidos por fragmentos estables a la meteorización, pero constituidos por más de un componente litológico, por ejemplo, conglomerados de cuarcitas y calizas, conglomerados de pedernal y cuarzo lechoso, etc. Así mismo la matriz puede estar constituida de arenas de cuarzo.

Polimícticos.- En contraste a los tipos anteriores están los conglomerados cuyas guijas están compuestas de una variedad de tipos de rocas. La mayoría de los conglomerados pertenecen a este grupo. La matriz puede ser de areniscas arcillosas u otros materiales cementantes.

Origen de los Conglomerados.- La forma de las partículas redondeadas de un conglomerado depende del carácter de la roca de la cual se originaron. Los granitos masivos y otras rocas ígneas pueden dar guijas casi esféricas, pero una pizarra (Shale) o arenisca producirán partículas de caras planas paralelas a los planos de estratificación. Como la redondez de las guijas es el resultado de la molienda prolongada que han sufrido, debe esperarse que sólo sobrevivan los fragmentos de las rocas más resistentes.

Fig. 64: Aspecto de un conglomerado

Hay casos en que los conglomerados afloran en partes altas y lejos de las cuencas hídricas actuales, esto se debe a que estos depósitos fueron hace millones de años parte de cuencas hídricas activas y que hoy por la erosión y destrucción, estos depósitos en la actualidad se encuentran lejos de cuencas hídricas activas. Se debe suponer además que por movimientos tectónicos internos, estos depósitos que se formaron y se ubicaron a grandes profundidades se elevaron y hoy se encuentran en donde se los observa.

Importancia geológica de los conglomerados.- Sirven para la determinación de la edad relativa de los fragmentos de rocas, ya que éstos serán más viejos que el propio conglomerado. Los llamados conglomerados basales, los cuales forman la base

de algunas formaciones, muchas veces se encuentran cubriendo las discordancias y además evidencian un hiatus o fractura estratigráfica o sea, señalan un nuevo ciclo de sedimentación.

Importancia económica.- Se utiliza como material de construcción cuando se alteran y se sueltan sus componentes; algunos conglomerados de colores vistosos muy bien cementados se pulen y se utilizan como material ornamental para revestimiento de paredes y fachadas.

BRECHAS

Las brechas son rocas clásticas formadas por la acumulación y cohesión de fragmentos de rocas angulares. En general no forman capas potentes, sus clastos pueden tener más de 10 mm de diámetro los que se encuentran cementados por cualquier sustancia, pudiendo ser calcárea, silícea o arcillosa. Estos clastos tienen formas angulosas a sub-angulosas.

Tipos de brechas

Existen varios tipos de brechas, siendo las mismas: brechas tectónicas, brechas de colapso o derrumbe y brechas volcánicas.

Brechas tectónicas.- Se producen por fallamiento, por plegamiento, por intrusión u otras fuerzas tectónicas. A estas brechas se las denomina también **brechas de trituración.**

Las brechas de falla están asociadas con las fallas y se distinguen por sus relaciones de los cortes y por la presencia de fragmentos con casos de resbalamiento (superficies lisas y estriadas).

Las brechas de plegamiento son el resultado del doblés agudo de capas quebradizas de estratificación delgada, entre las cuales hay rocas poco resistentes. El pedernal y la pizarra inter-estratificadas pueden formar brechas de plegamiento. Las brechas de milonita se desarrollan sobre los planos de las fallas de bajo ángulo de empuje.

Brechas de colapso o derrumbe.- Estas brechas se producen por caídas o derrumbe de material geológico en los taludes naturales. Estos materiales inicialmente constituidos por derrubios, llamado cascajo, reciben más materiales por lo que quedan enterrados y después de mucho tiempo se consolidan, formando así este tipo de brechas. También algunos geólogos los denominan brechas de pie de montaña.

Brechas volcánicas.- Son depósitos de material volcánico constituido por clastos angulosos. Las brechas se generan en erupciones explosivas por rotura de la roca de caja y/o de tapones de lava que obturan los conductos de emisión. También se asocian a la extrusión de domos y a la formación de algunos diques.

El enfriamiento de la superficie de las coladas de lava, unido al desplazamiento diferencial de las zonas más calientes dan lugar a procesos de brechificación en dicha superficie.

Es necesario aclarar que una brecha volcánica no es considerada como roca sedimentaria, puesto que no ha sido formada por el proceso o ciclo sedimentario como es: erosión, transporte, depósito, cementación y litificación.

Fig. 65: Aspecto de una brecha

Origen y composición de las Brechas. Por lo expuesto anteriormente se ve claramente que el término brecha lleva consigo implicaciones de origen tectónico. Algunas brechas, sin embargo, son sedimentarias, como los que ocurren en los depósitos en talud y las brechas de intraformación. Otras aun son de origen piroclástico. Por lo tanto, las brechas están compuestas por fragmentos de rocas intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas.

Importancia geológica.- Las brechas tectónicas son indicadoras de procesos de fallamiento, mientras que las volcánicas (piroclásticas) indican la presencia de un proceso volcánico.

Importancia económica.- Muchas veces se utiliza como material de construcción para decoración de paredes o en la pavimentación de ambientes interiores. El uso está en función del grado de cementación que hayan adquirido.

TILLITAS

Roca resultante de la compactación de una morrena antigua o un depósito de sedimentos de origen glaciar, cuyos elementos están mal clasificados y se asemeja mucho a las brechas, en la cual una parte de las partículas de roca incorporadas tienen un estriado característico

Los depósitos complementarios de tillitas antiguas en lados opuestos del Océano Atlántico Sur sirvieron de evidencia temprana sobre la existencia de la deriva continental. Las mismas tillitas también proveen la evidencia fundamental sobre el evento de glaciación precámbrico denominado Glaciación de alcance global.

El aspecto de estas rocas es similar al de las brechas; es decir, son una combinación de fragmentos que tienen diámetros desde fracciones de milímetros hasta varios metros.

Son rocas muy heterogéneas.

Gráf. 66: Visualización de una tillita

Composición

Las tillitas generalmente son rocas de diverso tipo y también de composición variada que depende de la roca originaria.

Origen. Las tillitas se originan generalmente en los glaciares, por lo tanto estas rocas en nuestro medio generalmente se las encuentra siempre en los altiplanos y pendientes de las montañas de alturas mayores a 3000 msnm.

Importancia económica.- Estas rocas no tienen mucha aplicación en la vida diaria; sin embargo, pueden utilizarse como material de sub-base en las carreteras y otras obras similares.

5.1.2 Rocas clásticas de grano medio

ARENA

Son sedimentos sueltos sin cohesión alguna, lo que indica que estas rocas son penetrables por el agua, petróleo u otras sustancias.

Gráf. 67: Aspecto general de una arena

Composición

En las arenas predominan los minerales resistentes y estables a la erosión, por eso generalmente las arenas son cuarzosas y también cuarzo-feldespáticas. Otros minerales presentes en las arenas son micas (moscovitas y biotitas), minerales pesados (magnetita, ilmenita), turmalina, zircón, entre otros.

Si uno de estos minerales predomina en la arena, tomará el nombre de dicho mineral. Por ejemplo, arena cuarzosa, arena micácea, etc.

Importancia geológica.- La mayoría de los yacimientos minerales más importantes de oro, platino, casiterita, diamantes, etc., están ligados con las arenas, formando yacimientos de placeres.

Importancia económica.- Se aprovecha como material de construcción para la mezcla en la fabricación del hormigón para las construcciones civiles de todo tipo.

Las arenas cuarzosas tienen una amplia utilización práctica en la producción del vidrio (debe contener alrededor del 90% de SiO2) y deben estar constituidas por granos bien seleccionados variando entre arena fina (0,06 a 0,2 mm) a media (0,2 a 0,5 mm). También como abrasivos, fundentes y en la confección de moldes de fundición. Algunas arenas arcillosas se utilizan en la industria cerámica para la fabricación de ladrillos, tejas y otros objetos de calidad inferior.

ARENISCAS

La arenisca es una roca sedimentaria de tipo detrítico, de color variable, que contiene clastos de tamaño arena. Tras las lutitas son las rocas sedimentarias más comunes en la

corteza terrestre. Las areniscas contienen espacios intersticiales entre sus granos. En rocas de origen reciente estos espacios están sin material sólido mientras que en rocas antiguas se encuentran rellenos de una matriz o de cemento de sílice o carbonato de calcio. Si los espacios intersticiales no están totalmente rellenos de minerales precipitados y hay cierta porosidad éstos pueden estar llenos de agua o petróleo.

Las areniscas son las más importantes y difundidas de las rocas clásticas sedimentarias de grano mediano. Pasan al carácter de conglomerados cuando contienen unas cuantas guijas, y a pizarras blandas cuando contienen mucha arcilla. Se describen, por tanto, tomando como base su textura, como areniscas guijarrosas, fangosas o arcillosas.

Clasificación

Las areniscas de acuerdo a su composición se clasifican en:

- **Areniscas cuarzosas**: Granos de cuarzo.
- **Arcosas**: Contienen feldespato y cuarzo.
- **Grauwacas**: Microbrechas (fragmentos pequeños angulosos) con abundante matriz arcillosa.
- **Subgrauwacas**: Composición intermedia entre grauwaca y arenisca cuarzosa.
- **Areniscas tobáceas**: Fragmentos volcánicos cementados.
- **Arenisca calcárea**: Compuesta por fragmentos de cuarzo u otros minerales cuyo cemento constituye carbonato de calcio, como las calizas de Nambacola.

Gráf. 68: Aspecto de una arenisca arcillosa

Gráf. 69: Vista de una imagen de arenisca

Composición

Las areniscas generalmente se componen de fragmentos de cuarzo, feldespatos, micas, minerales arcillosos y a veces de minerales metálicos (magnetita, ilmenita, hematita, etc.)

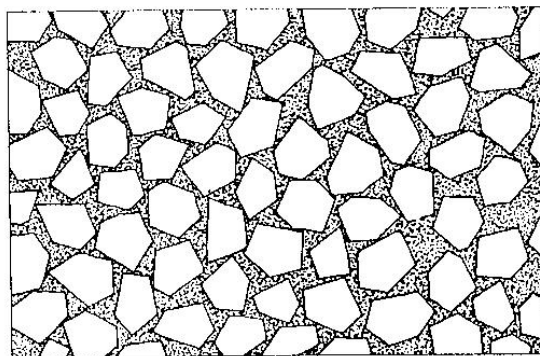



Fig. 70: Aspecto de las areniscas (tamaño aumentado de los granos)

Importancia geológica de las areniscas.- Son sedimentos de buena clasificación granulométrica y mineralógica, y un buen redondeo de los granos, por lo que sugieren un origen multicíclico.

Importancia económica.- Generalmente las areniscas se utilizan como material abrasivo y también como material de construcción, debido a su fuerte cohesión.

5.1.3 *Rocas clásticas de grano fino*

LUTITAS

Son rocas clásticas de grano fino laminadas y delgadamente estratificadas, que contienen especialmente fango y arcilla, e incluyen muchas partículas menores de 1 a 2 micrones de diámetro. Las lutitas son las más abundantes de todas las rocas sedimentarias, pero por ser de grano fino y difícil de analizar, se encuentran entre las menos estudiadas.

El término lutita, en latín significa "lodo", se refiere a una roca formada esencialmente por arcilla, que poseen fisilidad y/o laminación muy fina. Generalmente están constituidas por granos del tamaño de lodo, formado por mezcla de arcilla y limo, que al litificarse no presenta fisilidad. Si el tamaño promedio puede ser medido, las que contienen limos se les conoce como limolitas; mientras que las que contienen arcillas son llamadas argilitas. A estas últimas se las analiza más adelante por sus características granulométricas diferentes a las lutitas y por su alto contenido de sílice.

Gráf. 71: Vista de un fragmento de lutita

Composición y tipo de lutitas

Existen varios tipos, que dependen de la composición mineralógica, por ejemplo, tenemos las siguientes:

- **Lutitas silíceas**, compuestas de granos de cuarzo,
- **Lutitas arcósicas**, contienen feldespatos,
- **Lutitas micáceas**, contienen hojuelas de moscovita,

- **Lutitas cloríticas**, compuestas de minerales fangosos, la matriz está constituida por clorita,
- **Lutitas ferruginosas**, contienen óxidos de hierro (3),
- **Lutitas negras piríticas**, contienen pirita,
- **Lutitas calcáreas,** contienen carbonato de calcio y arcilla. A estas lutitas se las denomina **margas**.

Importancia geológica.- La presencia de las lutitas, siempre indican un ambiente de depósito sedimentario.

Importancia económica.- Las lutitas por su composición mineralógica son muy requeridas en la cerámica, especialmente cuando contienen productos de alteración de los feldespatos.

ESQUISTOS ARCILLOSOS

Están constituidos por arcilla consolidada con cierta estratificación, pero su granulometría es un poco mayor que la lutita y tienen por lo general una coloración un poco oscura que depende de la composición mineralógica.

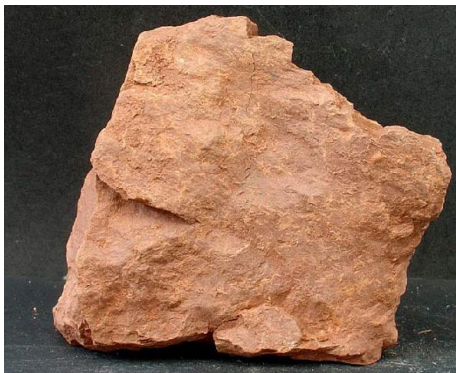
Gráf. 72: Vista de un fragmento de un esquisto arcilloso

Importancia económica.- Estas rocas no tienen aplicación en nuestro medio por su composición mineralógica muy variada.

Existe un variado grupo de rocas de tipo arcilloso que se enuncian a continuación, que tienen diferentes denominaciones por su aspecto físico y la composición químico-mineralógica.

LODOLITA

Las lodolitas son rocas de grano fino con aspecto macizo o de bloque. Las

partículas de estas rocas son tan pequeñas que es difícil determinar la composición mineralógica precisa. La granulometría es muy semejante a la de las lutitas; la diferencia es que las lutitas tienen fisibilidad, mientras que la lodolita no posee esta particularidad. Algunos geólogos también la llaman **fangolita**.

Gráf. 73: Aspecto de un fragmento de lodolita

Composición.- Se sabe sin embargo, que contienen no solamente minerales arcillosos, sino también partículas del tamaño de la arcilla o de limo, de cuarzo, feldespato, calcita y dolomita.

LIMOLITAS

Las limolitas son parecidas a las lodolitas o fangolitas, pero están constituidas predominantemente por partículas del tamaño limo. El tamaño promedio de las partículas está entre 1/16 y 1/256 mm de diámetro, intermedias entre lutita y arenisca. Tiene un hábito de fractura en bloques, no es estratificada.

Gráf. 74: Aspecto de una muestra de limolita

ARGILITAS

Las argilitas son microfragmentos consolidados, cuyo tamaño de granos es menor a 1/256 mm. Los **componentes** están fuertemente consolidados dando un aspecto de una roca compacta muy fuerte. Algunos la llaman **silicita** o sílex, porque están compuestas mayoritariamente por sílice, teñida de algún mineral secundario (hematita, magnetita, cromita, cuprita, etc.).

Gráf. 75: Vista de una imagen de la argilita

LOES

Los loes o loess son depósitos o sedimentos de grano fino, de tonos amarillos u ocres, transportado por el viento generalmente en zonas de cierta altitud y periféricas a antiguos casquetes glaciares. Compuestos generalmente de fragmentos de feldespatos, cuarzo y otros.

Gráf. 76: Vista panorámica de los loes

MANTOS ROJOS

Sedimentos clásticos que contienen óxido férrico en forma de hematita diseminada.

Gráf. 77: Vista de un manto rojo

Importancia geológica.- La presencia de estas rocas siempre está asociada a procesos de intemperismo físico y químico, erosión, transporte, depósito y cementación.

Importancia económica.- Estos materiales no tienen mucha importancia económica, sin embargo pueden ser utilizados en función del contenido químico-mineralógico y por sus propiedades y aspectos físicos. Algunos incluso pueden ser utilizados para algún tipo de cerámica, especialmente de calidad inferior.

ARCILLAS

Son rocas muy comunes en la corteza terrestre, constituyen alrededor del 80% del volumen total de las rocas sedimentarias. Su granulometría es inferior a 1/256 mm.

El término arcilla está generalmente reservado para el material terroso **plástico** cuando está húmedo y no manifiesta una rotura bien desarrollada a lo largo de los planos de estratificación, aunque puede presentar laminaciones.

Para el estudio de estas rocas se requiere de métodos y técnicas muy especiales como el de rayos X, espectral, ATD (análisis térmico diferencial), microscopio electrónico, etc.

Gráf. 78: Vista de una imagen de la arcilla

Composición

La composición mineralógica de las arcillas está representada fundamentalmente por:

- Minerales arcillosos (caolinita y otros)
- Minerales detríticos (cuarzo, feldespato, micas)
- Hidromicas (sericita)
- Óxidos e hidróxidos de Fe y Al (limonita y diáspora)
- Sustancias carbonosas, sulfuros, etc.

Origen: Todas estas rocas clásticas tienen su origen fundamentalmente en el fenómeno de intemperismo físico y químico de las rocas ígneas y metamórficas. Así, los minerales constituyentes de estas rocas reflejan indudablemente la composición química y mineralógica de la roca preexistente.

Los minerales arcillosos y otros fragmentos finos procedentes del intemperismo físico de las rocas son transportados por aguas corrientes hacia depósitos temporales, en lagos, en pie de montañas y en los valles intermedios entre éstas, y al reposo final en lagunas, estuarios, deltas, plataformas continentales y el fondo del mar.

Importancia geológica.- Se comprende la gran importancia de las arcillas, ya que mediante el estudio de ellas pueden reconstruirse una serie de procesos geológicos. Así por ejemplo, las rocas arcillosas ofrecen datos sobre el ambiente de sedimentación: el caolín indica un ambiente continental, las bentonitas actividad volcánica submarina, la illita indica un ambiente submarino, etc.

Desde el punto de vista geomorfológico las rocas arcillosas se manifiestan formando depresiones del relieve. Para la hidrogeología las arcillas son importantes porque forman

horizontes impermeables y actúan como verdaderos tapones; así como en la geología del petróleo, ya que forman sellos. Para la ingeniería geológica significan condiciones desfavorables para los cimientos, ya que tienen una capacidad de carga pequeña y se contraen fácilmente. En la agricultura son importantes las arcillas porque son formadoras de suelos.

Importancia económica.- Se utiliza como material refractario para la fabricación de la porcelana, en la industria cerámica, en la alfarería, mezcladas con arena sirve para la elaboración de ladrillos. Las arcillas bentoníticas tienen una gran capacidad de absorción y se aprovecha para la refinación de aceites, bebidas, para quitar las grasas de los cueros.

También sirve para la fabricación de lodos de perforación en la exploración y explotación petrolífera.

En la construcción de presas de tierra, las arcillas son utilizadas para formar núcleos impermeables.

5.2 Rocas sedimentarias no clásticas o químicas

5.2.1 Rocas Sedimentarias de Carbonatos

CALIZAS

La caliza es una roca sedimentaria compuesta mayoritariamente por carbonato de calcio ($CaCO_3$), aunque frecuentemente presenta trazas de magnesita ($MgCO_3$) y otros carbonatos. También puede contener pequeñas cantidades de minerales como arcilla, hematita, siderita, cuarzo, etc., que modifican el color y el grado de coherencia de la roca. Por consiguiente, las calizas pueden presentar un pequeño carácter clástico.

Estas rocas han recibido este nombre por que la cal se fabrica a partir de ellas “quemándolas” para quitar el bióxido de carbono y dejar la cal libre.

Gráf. 79: Vista de una imagen de la caliza

Composición

Las calizas están compuestas fundamentalmente de calcita y el contenido de CaO y CO_2 es muy alto, formando en algunos casos más del 95%. Cuando las calizas contienen de 1 a 2% de MgO se denomina calizas magnesianas; y el exceso de sílice indica la presencia de muchos detritos o la presencia de pedernal (chert). Y si la caliza contiene alúmina y otros minerales en una proporción considerable, estaríamos frente a una caliza arcillosa. Las rocas de carbonato, especialmente las calizas son susceptibles de disolución y muestran muchos rasgos propios de este fenómeno, como costuras estilolíticas y contactos microestilolíticos, entre los elementos clásticos y los contornos de las estructuras fósiles.

Las texturas de la caliza son variables e inigualadas por cualquier otro grupo de rocas. Algunas son clásticas, mientras que otras son el resultado de acrecencia orgánica; aún otras se forman por cambios postdepositacionales, como recristalización y diagenésis.

Las calizas formadas mecánicamente muestran las mismas estructuras que las rocas sedimentarias clásticas. En muchas calizas puede observarse claramente la estratificación, la ordinaria, la cruzada, tanto en grande como en pequeña escala, y aún la estratificación graduada.

Variedades

Las calizas autóctonas.- Son las formadas in situ por una acumulación de estructuras orgánicas que no han sido transportadas desde el lugar en que crecieron, vivieron y murieron. En éstas, los restos orgánicos pueden estar articulados y pueden aún encontrarse en la posición de crecimiento.

Las calizas alóctonas.- Están compuestas de fragmentos orgánicos depositados en conjunto con los rombos de carbonatos u oolitas que han sido fragmentados, transportados, clasificados y finalmente depositados como acumulaciones fragmentarias del material orgánico desmenuzado para formar la caliza bioclástica (coquinas).

Origen. El ambiente más favorable para la acumulación de depósitos de carbonato de calcio precipitado químicamente, es el consistente en agua tibia, poco profunda, de movimiento relativamente lento, pero continúo. Las calizas marinas normales son abundantes en las series sedimentarias depositadas en ambientes estables. Las calizas arcillosas son más características de los ambientes inestables. Las calizas geosinclinales, son por lo general de tipos silíceos, delgadas y obscuras; raras veces son gruesas, normales o fosilíferas de tipo marino.

El papel de los organismos en las formaciones de caliza varía mucho con el tiempo y el espacio. Ciertas formas, como las algas, los foraminíferos y los corales, son constructores muy importantes de estas rocas.

Importancia geológica de las calizas.- Las calizas tienen gran importancia geológica, ya que ellas son índices del ambiente depositacional. Además las calizas fosilíferas (bioclásticas), son índices de criterios paleontológicos. Las calizas porosas son colectoras de petróleo.

Importancia económica.- Utilizada como materia prima principal en la fabricación del cemento común, en la fabricación de la cal, como correctora en la acidez de los

suelos, como fundente del hierro. Como material ornamental puede utilizarse las calizas recristalizadas.

DOLOMITAS O DOLOMÍAS

El término dolomita (del francés dolomie, nombre de un mineral) fue aplicado por primera vez a ciertas rocas carbonatadas de los Alpes. También se usa este nombre para nombrar un mineral carbonatado (dolomita); algunos autores a esta roca la denominan dolomía.

Gráf. 80: Vista de una imagen de la dolomía

Composición

Las dolomías o dolomitas están compuestas principalmente por el mineral dolomita (carbonato de calcio y magnesio, CaMgCO3), frecuentemente contiene algo de calcita, y existen probablemente todos los grados comprendidos entre la caliza pura y la dolomita pura. La mayoría de las dolomitas son de color claro en una fractura fresca, pero se vuelven amarillentas al sufrir la exposición a la intemperie, debido a la oxidación del óxido ferroso contenido en sus cristales, o de la pirita, siderita o marcasita contenidas en la roca. La composición química de la dolomita se aparece a la de la caliza, excepto en que el magnesio es uno de los mayores componentes.

Origen. La mayoría de las dolomitas se han formado por alteraciones post-depositacionales de las calizas, es decir, por dolomitización, aunque algunas variedades asociadas con las evaporitas parecen ser depósitos químicos primarios que se asentaron directamente de las aguas del mar, especialmente en donde era alta la salinidad.

Importancia económica de la dolomita.- La principal utilidad es para la obtención de materiales refractarios, en la metalurgia se utiliza como fundente, en la industria

cerámica; se utiliza también para la obtención de cal, en la fabricación de abonos para los suelos ácidos.

CRETA

La creta es un sedimento terroso y poroso, de textura fina y un tanto deleznable. La mayoría de las cretas consisten en muestras de microorganismos, principalmente foraminíferos, alojados en una matriz de calcita finamente cristalina.

Gráf. 81: Vista del aspecto de la creta

Composición

Normalmente la creta es de color blanco a gris claro, y está integrada casi enteramente de Ca CO_3 amorfo. Un tipo de esta caliza más gruesa caracterizada por la acumulación de fragmentos grandes de conchas es la coquina. La creta es una sustancia carbonatada formada en el período cretácico.

5.2.2 Evaporitas

Las evaporitas son un grupo de depósitos sedimentarios formados por precipitación de sales procedentes de cuerpos de disoluciones concentradas o salmueras, rodeados de tierra. Como la concentración es ocasionada por la evaporación, se les ha llamado colectivamente a estos depósitos como evaporitas. Los más comunes son los de **yeso**, de **anhidrita**, **sal de roca o halita**. Así también se forman algunas calizas y dolomías precipitadas químicamente.

Gráf. 82: Vista de una imagen de una evaporita (yeso)

La **travertina**, la **toba calcárea,** el **caliche** y los **carbonatos eolíticos**, pueden ser también precipitados por evaporación.

Importancia económica de las evaporitas. - La roca evaporítica más importante es el yeso, puesto que se utiliza en la cerámica, en la fabricación del cemento, en la medicina, etc. Así mismo, la halita o sal común es otra roca muy utilizada en la preparación de los alimentos, previo tratamiento de purificación.

5.2.3 Rocas sedimentarias silíceas

Entre las rocas sedimentarias silíceas tenemos el pedernal (chert), es la roca más común de este tipo. Existe también otros tipos de pedernal como:

El pedernal flint: Coloración negra.

La novoculita: Es un pedernal blanco.

La porcelanita: Pedernal impuro, opalino.

Las acumulaciones de diatomeas y radiolarios forman depósitos de sedimentos silíceos. A los depósitos no consolidados de diatomeas se les llama tierra de diatomeas. Si están consolidados se los llama diatomitas.

Origen. Los depósitos de pedernal son indicadores de profundidad y ambiente físico - químico durante la depositación y la diagénesis. Algunas ocurrencias sugieren depósito primario de la sílice por procesos químicos.

El pedernal o chert es una roca silícea densa y dura, compuesta de sílice casi pura, bien con una cristalización extremadamente fina o criptocristalina que no muestra evidencia alguna de estructura cristalina regular. El jaspe, el pedernal y el ópalo son variedades denominadas calcedonias.

Hay dos tipos diferentes de chert: los que sustituyen a las calizas en forma de nódulos o vetas de calcedonia y los realmente estratificados asociados con pizarras o con formaciones estratificadas de piedra ferruginosa. Los primeros provienen de microfósiles silíceos como los organismos unicelulares marinos llamados radiolarios; los segundos

forman el sílex, son de origen inorgánico y pueden estar asociados a precipitados, lavas submarinas o ceniza volcánica.

Gráf. 83: Vista de un Pedernal grisáceo

Importancia económica de las rocas sedimentarias silíceas. - Algunos jaspes sirven para la fabricación de los morteros y molinos de bolas. También para la fabricación de objetos ornamentales.

Las diatomitas se emplean como aisladoras del sonido y del calor, para la filtración de aceites, etc.

5.2.4 Rocas sedimentarias ferruginosas

Entre estas rocas cuentan las siguientes:

- Rocas de silicato de hierro: glauconita y chamoisita.
- Rocas de óxido de hierro: arenisca y lutitas ferruginosas.
- Carbonato de hierro: caliza ferruginosa.
- Rocas de sulfuros de hierro: contienen pirita y marcasita

Gráf. 84: Vista de una caliza ferruginosa

Importancia económica de las rocas ferruginosas. - Se utiliza como mena de hierro.

5.2.5 Rocas sedimentarias fosfáticas

Entre estas rocas tenemos las **fosforitas**, que son fosfatos de calcio. Muchas fosforitas consisten de arena, fango o arcilla cementados con colofanita.

Gráf. 85: Vista de un depósito fosfático

Importancia económica de las fosforitas. - La principal aplicación de las fosforitas es en la elaboración de abonos.

5.2.6 Rocas sedimentarias orgánicas

PIZARRAS ORGÁNICAS

Muchas pizarras orgánicas están formadas por lodos, limos y fangos blancos que tienen un alto contenido de elementos bituminosos, y que se conocen como depósitos sapropel o simplemente sapropel. Existen pizarras petrolíferas u oleosas, son pizarras carbonáceas que al ser destiladas ceden parafinas y oleofinas.

Gráf. 86: Vista de un afloramiento de una pizarra orgánica

CARBONES MINERALES

El carbón mineral es de origen vegetal y tiene una coloración oscura uniformemente estratificada.

En eras geológicas remotas, y sobre todo en el período carbonífero (que comenzó hace 362,5 millones de años), grandes extensiones del planeta estaban cubiertas por una vegetación muy abundante que crecía en pantanos. Muchas de estas plantas eran tipos de helechos, algunos de ellos tan grandes como árboles, al morir éstas quedaban sumergidas por el agua, descomponiéndose poco a poco y a medida que se producía esta descomposición, la materia vegetal perdía átomos de oxígeno e hidrógeno, con lo que quedaba un depósito con un elevado porcentaje de carbono. Así se formaron las turberas. Con el paso del tiempo, la arena y el lodo del agua se fueron acumulando sobre algunas de estas turberas, luego la presión de las capas superiores, así como los movimientos de la corteza terrestre, y en ocasiones el calor volcánico, comprimieron y endurecieron estos depósitos hasta formar el carbón.

Entonces, el carbón mineral se define como una roca fácilmente combustible que contiene más de 50% en peso y más del 70% en volumen de material carbonáceo, formado por la compactación o endurecimiento de restos de plantas alterados de diversos modos, semejante a los de los depósitos de turba.

Variedades. El carbón se encuentra en las siguientes variedades:

- **La turba.** No es un carbón mineral, pero presenta el primer estado en la formación de todos los carbones. Tiene un bajo contenido de carbono fijo y un alto índice de humedad.

Gráf. 87: Vista de una turba

- **El lignito.** Formado por materia maderosa, alojada en materia vegetal descompuesta. A causa de su alta humedad, se desintegra después de secarse en el aire. El contenido de carbono es mayor que el de la turba.

Graf. 88: Vista de una muestra de lignito

- **Carbón subbituminoso.** Es un carbón mate, negro y ceroso, frecuentemente difícil de distinguir del carbón bituminoso. Conserva pocas evidencias de la madera.

Gráf. 89: Vista de un carbón subbituminoso

- **Carbón bituminoso.** Es denso, negro, frágil y bandeado; se parte en bloques prismáticos y no se desintegra por expansión al aire. No se observa las evidencias vegetales. Arde fácilmente y se quema produciendo una llama amarilla humeante; por lo que su contenido calórico es superior a los otros tipos de carbón antes vistos.

Gráf. 90: Vista de un carbón bituminoso

- **El Carbón cannel.** Es una clase especial de carbón bituminoso, carente de lustre y se rompe con fractura astillosa y que está formado por polen y esporas acarreadas por el viento. El contenido de carbono es aún mayor.

Gráf. 91: Vista de muestras del carbón cannel

- **La antracita.** Es un carbón lustroso, negro, duro y frágil que se rompe con fractura concoidea. Arde lentamente sin humo, y con una llama corta angulosa. Es el carbón con mayor contenido de carbono y el máximo poder calórico.

Gráf. 92: Vista de una muestra de antracita

La presión y el calor pueden transformar el carbón en **grafito**, que es prácticamente carbono puro.

Gráf. 93: Vista de una muestra de grafito

Importancia geológica de las rocas carbonosas. - Las rocas carbonosas en general son indicadoras de paleo-climatologías diversas (indicadoras de medios palustres y lacustres) demostrando que la vida vegetal fue abundante.

Importancia económica de las rocas carbonosas. - Son combustibles muy utilizados en las diferentes ramas de la industria.

ROCAS METAMÓRFICAS

1 I GENERALIDADES

1.1 Definición

Son aquellas rocas formadas por la re-cristalización de las rocas ígneas o sedimentarias (rocas preexistentes) por la acción de la presión y temperatura (metamorfismo), que ocurre a considerables profundidades de la superficie terrestre.

Es decir, las rocas metamórficas son aquellas que han sufrido una transformación al pasar a ocupar un lugar en la corteza terrestre donde las condiciones de presión y temperatura son distintas a las existentes donde se originaron. Esta transformación se realiza sin que la roca pierda su estado sólido. Se excluyen los procesos diagenéticos o de litificación.

Existen rocas intermedias entre rocas sedimentarias y rocas metamórficas, llamadas rocas meta-sedimentarias, por ejemplo, la meta-arenisca, la meta-lutita, etc.

Así mismo existen otras rocas, llamadas de transición entre las rocas ígneas y rocas metamórficas, son las rocas meta-volcánicas, si son de origen efusivo.

1.2 Metamorfismo

El término metamorfismo proviene de dos términos griegos: “Meta” que significa más allá de, por encima de; y “Morphe” que significa forma; de donde se deriva: “el metamorfismo que significa el cambio de forma”.

Por metamorfismo se entiende el conjunto de procesos que originan cambios profundos en las rocas y la transformación de éstas en otras nuevas, todas producidas por la misma fuerza que pliegan o fallan, inyectan magma y elevan o deprimen las masas rocosas.

Obviamente, el metamorfismo se produce en el interior de la corteza terrestre por debajo de la zona de intemperismo y cementación, y fuera de la zona de fusión. Dentro de este medio, las rocas sufren innumerables cambios químicos y estructurales, para ajustarse a condiciones que difiere de aquellos bajo las cuales se formaron originalmente.

Los cambios más evidentes en las rocas metamórficas son: **aumento del tamaño del grano de los minerales, una reorganización de los componentes químicos para formar un nuevo compuesto mineral** y el **desarrollo de los nuevos modelos estructurales.**

Bajo la acción de la presión, se operan cambios que reduce el espacio ocupado por la masa de la roca. Estos cambios que incluyen la cristalización y la formación de nuevos minerales con un arreglo atómico más complejo, son característicos del metamorfismo.

Las rocas más susceptibles al cambio son aquellas de grano grueso, debido a que éstas tienen expuestas una superficie mayor del grano a la acción de líquidos químicamente activos.

Cuando las rocas quedan sepultadas a una profundidad de varios kilómetros, se vuelven gradualmente plásticas y susceptibles al calor y a las fuerzas de deformación

(presión) que actúan dentro de la corteza terrestre, y es aquí donde se forman las rocas metamórficas.

1.3 Factores del metamorfismo

El término metamorfismo se restringe a los cambios en la textura y composición que sufren las rocas sólidas. El metamorfismo puede producirse sólo cuando la roca esté sólida (en su estado plástico), puesto que una vez que ha alcanzado su punto de fusión, se forma magma, esto ya es actividad ígnea.

Los agentes o factores del metamorfismo son: **la temperatura**, **las presiones de deformación** y los **líquidos químicamente activos.**

1.3.1 La temperatura

Es un factor determinante del metamorfismo, puede ser el más importante, porque con un aumento de temperatura, aceleran la mayor parte de las reacciones químicas. Esta temperatura aumenta progresivamente bajo la superficie terrestre, según el **gradiente geotérmico**, cuyo valor se calcula como término medio en **33º C por cada 100 metros de profundidad.** Se debe notar también que el gradiente geotérmico no es constante, puesto que cambia según las condiciones geológicas.

La temperatura de una masa rocosa también puede incrementarse por la cercanía a un cuerpo ígneo activo, así como complementarse por los fluidos calientes que emanen del propio cuerpo. Por último, el aumento de la temperatura también puede deberse al **calor que se genera en una fricción cortical**, tal como la que se produce en una falla o en un plegamiento intenso.

1.3.2 Presión

Al igual que la temperatura establece un gradiente geotérmico, la presión va incrementándose bajo la superficie terrestre de modo tal que cualquier roca situada bajo la misma, está sujeta a una presión equivalente al peso de las rocas suprayacentes. Se denomina comúnmente **PRESIÓN DE CARGA**, a la cual se le asigna un **valor promedio de 2.7 Kg/cm^2 cada 100 metros.** Pero la acción vertical de la presión de carga ocurre sólo a profundidades someras, ya que, a grandes profundidades, la presión se iguala en todos los sentidos, es decir, por todos los lados de la roca, constituyéndose lo que se llama presión uniforme o presión hidrostática.

La presión más importante en el metamorfismo no es la que se ejerce en el sentido vertical, sino aquella que se desarrolla siguiendo las direcciones tangenciales de la corteza terrestre, es decir, presiones dirigidas horizontalmente producidas en los plegamientos, fallas y otros fenómenos tectónicos, caracterizados por movimientos laterales.

Consecuentemente estas presiones provocan una cierta fluidez en forma plástica. Este flujo tendrá como resultado un movimiento inter-granular, la formación de diminutos planos de deslizamiento dentro de la roca, cambios en la textura, reorientación de los granos y crecimiento cristalino.

1.3.3 Líquidos químicamente activos

Las soluciones hidrotermales que se desprenden al final de la solidificación de un magma proceden frecuentemente más allá de los límites de la cámara magmática y reaccionan con las rocas circundantes. A veces cambian y sustituyen o agregan iones que generan un nuevo mineral o hacen que éste cambie de composición, originando otro, a este proceso se lo llama METASOMATISMO. Este término se aplica en general a todas las transformaciones iónicas y no sólo aquellas en que actúan los gases o soluciones de un magma, líquidos y vapores que se llaman mineralizantes. En realidad, se requiere de cierta temperatura CRÍTICA para que empiece el cambio de átomos y puedan formar nuevos minerales. El agua congénita (que existe en los poros de las rocas) hace de catalizador. Es decir, proporciona cambios sin sufrir el mismo ninguna modificación, pero también pueden actuar como agentes introductores de sustancias, que determinarán la presencia de nuevos minerales por acción o sustitución de los preexistentes, haciendo presente el fenómeno antes mencionado que es el metasomatismo.

Algunos petrólogos han tratado de hacer una distinción entre procesos metamórficos y procesos metasomáticos, de modo tal, que en los primeros la composición química de la roca no cambia esencialmente, mientras que en los segundos, la composición química varía considerablemente. Pero se debe saber que, durante el metamorfismo, ambos procesos generalmente están íntimamente vinculados y su separación es puramente formal.

2 | COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

En las rocas metamórficas pueden existir una gran variedad de minerales, algunos de los cuales son exclusivos. Como los procesos metamórficos se desarrollan a temperaturas muy elevadas y bajo fuertes presiones, en ellas también aparecen los minerales que ya nos son conocidos cuando se trató sobre las rocas ígneas. Por otro lado, los productos del intemperismo como la limonita y los minerales arcillosos, así como otros minerales de las rocas sedimentarias tales como el yeso, anhidrita, ópalo, glauconita, son inestables a temperaturas y presiones no ambientales. Así también ocurre con el mineral carbonaceo, que durante el metamorfismo pasa a grafito. En cambio, pueden existir en las rocas metamórficas otros minerales de las rocas sedimentarias, tales como: la calcita y dolomita. Seguidamente se presenta un cuadro en el que se exponen los minerales comunes de las rocas metamórficas relacionándolos con su origen.

Los minerales que se podrían considerar como exclusivos de las rocas metamórficas son **andalucita, cianita, estaurolita y wollastonita.** Estos minerales son formados bajo la acción de fuerte presión y elevada temperatura. Algunos minerales como la tremolita, actinolita, y granates no indican siempre metamorfismo, pero son más comunes en las rocas metamórficas que en otras rocas. Sucede lo mismo con la clorita, serpentina, talco y epidota. A continuación, se expone un cuadro donde se indican los minerales característicos de las rocas metamórficas.

MINERAL	*ORIGEN MÁS FRECUENTE*
Cuarzo	Por introducción, recristalización o como residuo.
Feldespatos	Por introducción y como resultado del metamorfismo térmico.
Hornblenda	A partir de rocas medias y básicas.
Tremolita y actinolita	Generalmente por alteración de la hornblenda o piroxenos, también por reorganización de las rocas a temperaturas moderadas.
Wollastomita	A partir de calizas.
Moscovita	A partir de sedimentos arcillosos y de rocas con feldespatos potásicos.
Biotita	A partir de sedimentos arcillosos.
Magnetita	A partir de sedimentos ferruginosos.
Calcita	Por recristalización de calizas.
Dolomita	Por recristalización de dolomitas (rocas).
Grafito	A partir de sustancias carbonosas de las rocas sedimentarias.
Clorita	Por recristalización de minerales arcillosos, por alteración de biotita y hornblenda.
Serpentina	A partir de peridotitas y piroxenitas.
Talco	Generalmente por alteración de la serpentina.
Epidota	A partir de minerales ígneos generalmente, con proporciones adecuadas de calcio, aluminio y silicio.
Granates	Formación muy compleja a temperaturas muy elevadas en diversos ambientes geológicos.
Andalucita	A partir de sedimentos arcillosos.
Cianita	Formación compleja a elevadas temperaturas y presiones.
Estaurolita	A partir de minerales ígneos generalmente, con proporciones adecuadas de calcio, aluminio y silicio.

Cuadro 48: Minerales característicos de las rocas metamórficas

3 I TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

3.1 Texturas

En el proceso de recristalización de las sustancias en la roca original en estado sólido, se originan texturas secundarias características para las rocas metamórficas denominadas **texturas blásticas**. Cuando la sustancia primitiva sufre una cristalización total, las rocas metamórficas adquieren una textura llamada **cristaloblástica**.

Existen rocas metamórficas que se diferencian por una caracterización incompleta de la sustancia y preexistencia de huellas de la textura anterior de rocas preexistentes. En este caso el nombre de la textura nueva se llama **blasto**; ejemplo, textura blastogranítica, blastoporfídica, etc.

Para entender mejor las texturas metamórficas es necesario analizar algunos términos como los siguientes:

CRISTALOBLASTO:	Todo mineral originado durante el metamorfismo.
HOLOBLASTO:	Cristaloblasto que durante el metamorfismo surge como elemento nuevo completamente.
IDIOBLASTO:	Cristaloblasto con buenas caras cristalinas.
XENOBLASTO:	Cristaloblasto sin contornos definidos.
PORFIDOBLASTO:	Cristaloblasto que individualmente tiene mayor tamaño que otros cristaloblastos de la misma roca que forma la matriz o pasta.
RELICTO O RESIDUO:	Resto de mineral que permanece como testigo de la roca original.

Cuadro 49: Terminología utilizada para determinación de las texturas de las rocas metamórficas

Las texturas recristalizadas se pueden clasificar desde diferentes puntos de vista de la siguiente manera:

PUNTOS DE VISTA	TEXTURAS	CARACTERÍSTICAS
Según la forma de los granos minerales	Granoblástica	Cuando todos los componentes tienen la forma de granos, como el cuarzo y la calcita.
	Lepidoblástica	Cuando los minerales tienen formas escamosas como las micas y cloritas.
	Nematoblástica	Cuando los minerales tienen formas prismáticas alargadas como la hormblenda. Cuando los granos minerales son muy alargados fibrosos, aciculares la textura se denomina fibroblástica.
Según el grado de idiomorfismo de los granos minerales	Idioblástica	Panidioblástica: cuando la mayoría de los granos tienen sus contactos cristalinos bien definidos
	Hipidioblástica	Cuando algunos granos tienen buenos contornos, pero otros no.
	Xenoblástica	Cuando la mayoría de los granos carecen de contornos cristalinos bien definidos.
Según las dimensiones relativas de los componentes minerales	Porfidoblástica	Cuando existen dos categorías por el tamaño de los componentes, la una lo constituyen los porfidoblastos o fenocristales y la otra la masa básica o matriz.
	Heteroblástica	Cuando en la roca existen cristaloblastos de varios tamaños
	Homoblástica	Cuando todos los cristaloblastos son equigranulares.
Según las dimensiones absolutas de los componentes	Macrogranoblástica	Cuando los granos componentes se observan a simple vista
	Microlepidoblástica	Cuando los componentes no se observan a simple vista.
Según la unión de los componentes minerales	Poiquiloblásticas	Cuando grandes cristaloblastos incluyen cristaloblastos pequeños.
	Diablástica	Cuando los componentes se traspasan de forma similar a la textura gráfica de las pegmatitas graníticas.

Cuadro 50: Texturas de las rocas metamórficas

3.2 Estructuras

En la mayor parte de las rocas sujetas al calor y a fuerzas de deformación mediante el metamorfismo de contacto, los minerales tienden a estar ordenados en franjas paralelas de granos planos y alargados. Este arreglo le da a la roca la propiedad llamada FOLIACIÓN (del latín: foliatus; de hojas u hojeada) que está formada por hojas o láminas delgadas.

Las estructuras más utilizadas para la clasificación de las rocas metamórficas son:

1. Densa o masiva
2. Bandeada
3. Foliada.

A las rocas foliadas también puede decirse esquistosas. Las rocas con estructura foliada, muestran invariablemente clivaje de roca (relativa facilidad con que se rompe un mineral o una roca a partir de planos paralelos). Hay tres clases o grados de clivaje de roca:

1. **Apizarrada**: en el cual el clivaje se presenta a lo largo de planos separados por distancias de dimensiones microscópicas.
2. **Filítica**: (del griego phyllon = hoja) en el que el clivaje produce láminas apenas visibles a simple vista. El clivaje filítico produce hojuelas más gruesas que el apizarrado.
3. **Esquistosa**: (del griego schistos = dividido, divisible) en este clivaje produce láminas claramente visibles. Las superficies del clivaje esquistoso son más rigurosas que las del apizarrado o filítico.

El término **gneiss** (palabra alemana, que se pronuncia “nais” aplicada a una roca granítica), se le da a una roca metamórfica o ígnea caracterizada por bandas alternas, generalmente de unos cuantos milímetros de espesor de diferente color y diferente composición mineral. Las bandas son en muchos casos, ricas en minerales oscuros. Estas bandas pueden o no presentar foliación o clivaje de roca.

4 I TIPOS DE METAMORFISMO

Los procesos metamórficos pueden clasificarse en:

1. Geo-termales
2. Hidrotermales
3. Ígneos o de contacto
4. Dinámico, cinético y regional.

Para nuestro curso de Petrografía es necesario tratar los dos tipos fundamentales: metamorfismo de contacto y metamorfismo regional.

4.1 Metamorfismo geoltermal

4.1.1 Metamorfismo de contacto

Son los cambios introducidos en las rocas invadidas por magma intrusivo y sus emanaciones.

Las elevadas temperaturas y presiones a las que las soluciones magmáticas salen del magma intrusivo son la causa del carácter expansivo de este tipo de metamorfismo. Los cambios son mayores cerca del contacto con la roca invadida y descienden progresivamente al alejarse de él. El metamorfismo de contacto se produce sólo en zonas restringidas llamadas aureolas o halos, que raras veces tienen más de unas cuantas decenas de metros de espesor, y que en ocasiones alcanzan sólo unos cuantos milímetros. Las **aureolas** se encuentran rodeando a los batolitos, lacolitos y troncos. En el metamorfismo de contacto las temperaturas varían entre 300 y 800º C y las presiones entre 100 y 300 atmósferas. Este tipo de metamorfismo se desarrolla en las últimas etapas del proceso de formación de montañas y en profundidades relativamente someras.

Metamorfismo hidrotermal. - Al final del enfriamiento de un magma se desprenden grandes cantidades de soluciones hidrotermales y este desplazamiento se efectúa al acercarse a la superficie el cuerpo del magma. A este cambio producido por aguas magmáticas calientes se le denomina metasomatismo.

El calor del metamorfismo de contacto produce gran cantidad de recristalización. Los minerales del metamorfismo de contacto incluyen diópsido y tremolita que son silicatos de Ca y Mg. El material más importante arrastrado por las soluciones hidrotermales forma óxidos y sulfuros que constituyen depósitos minerales de un buen valor económico.

4.2 Metamorfismo regional

Se desarrolla en áreas extensas afectando frecuentemente miles de Km^2 de rocas y varios miles de metros de profundidad. Aunque se cree que el metamorfismo está relacionado con la existencia de enormes cámaras magmáticas durante la formación de cadenas montañosas, esto no ha sido comprobado; sus efectos pueden observarse mejor en las raíces de viejos plegamientos montañosos y en los escudos precámbricos continentales.

Para que estas rocas metamórficas aparezcan hoy en la superficie, es necesario erosionar miles de metros de rocas que las cubren. La misma naturaleza se ha encargado de erosionar en algunas partes de la tierra donde se observa afloramientos de estas rocas.

El metamorfismo regional está relacionado con las zonas móviles de la corteza terrestre.

Durante el metamorfismo regional se forman muchos minerales nuevos, al quedar las rocas sujetas al aumento de temperatura y presión, incluyendo algunos silicatos que no se encuentran en las rocas ígneas y sedimentarias como son: la sillimanita, la kianita, la andalucita, estaurolita, almandita, el granate, la biotita café o marrón, la epidota y la clorita.

Zonas del Metamorfismo Regional

Al metamorfismo regional para su estudio y entendimiento se puede dividirlo en zonas de alto, mediano y bajo grado, por que las rocas varían en función de los cambios ambientales, esto es, profundidad, temperatura y presión.

U. Gruberman, petrógrafo alemán, destaca en la corteza terrestre tres zonas de acuerdo al grado de metamorfismo:

1. **Zona superior**. - (Epizona) se caracteriza por la escasa actividad de su metamorfismo, verificada con temperaturas moderadas y baja presión petrostática, pero con fuerte presión unilateral (tectónica). Se forman rocas como: filitas, esquistos calcíticos y cloríticos.

2. **Zona media**. - (Mesozona) ubicada debajo de la primera, se caracteriza por altas temperaturas, gran presión petrostática y a veces por presión unilateral bastante fuerte. Aquí abundan mica-esquistos (micacitas), distintos gneises, cuarcitas, mármoles y anfibolitas.

3. **Zona profunda. -** (Catazona), se caracteriza por una alta presión petrostática y temperaturas muy elevadas. La presión unilateral alta.

Las zonas del metamorfismo se identifican mediante el uso de ciertos minerales diagnósticos conocidos como MINERALES ÍNDICES. La primera aparición de clorita, por ejemplo, nos indica que estamos entrando en una zona de bajo grado de metamorfismo; la primera aparición de almandina es signo de entrada a una zona de mediano grado de metamorfismo y la aparición de sillimanita es signo de una zona de alto grado de metamorfismo.

Al hablar de las rocas metamórficas que han estado sujetas a un mismo grado general de temperatura y presión, se dice que pertenecen a la misma facies.

Una facies metamórfica está constituida por un conjunto de minerales que alcanzan su equilibrio durante el metamorfismo bajo una serie específica de condiciones.

5 I CLASIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

5.1 Clasificación

Para la clasificación de las rocas metamórficas se puede valer de muchos aspectos como los siguientes:

a) Composición mineralógica
b) Textura y estructura
c) Composición química
d) Condiciones de yacencia (tipos de metamorfismo).

Sin embargo, la forma más usual de clasificar las rocas metamórficas es en base a su estructura. Se las clasifica en tres grandes grupos:

- Rocas metamórficas foliadas
- Poco foliadas o bandeadas, y
- Rocas metamórficas masivas o no foliadas (sea densa o granular)

Esto implica también que para esta clasificación sea tomado en cuenta el grado de metamorfismo, como se puede apreciar en el cuadro siguiente:

Nombre de la roca		Textura	Tamaño de grano	Observaciones	Protolito
Pizarra	Aumento del metamorfismo	Foliada	Muy fino	Pizarrosidad excelente, superficies lisas sin brillo	Lutitas, pelitas
Filita			Fino	Se rompe a lo largo de superficies onduladas, brillo satinado	Pizarra
Esquisto			Medio a grueso	Predominan los minerales micáceos, foliación escamosa	Filita
Gneis			Medio a grueso	Bandeado composicional debido a la segregación de los minerales	Esquisto, granito o rocas volcánicas
Migmatita			Medio a grueso	Roca bandeada con zonas de minerales cristalinos claros	Gneis, esquisto
Milonita		Poco foliada	Fino	Cuando el grano es muy fino, parece sílex, suele romperse en láminas	Cualquier tipo de roca
Metaconglomerato			De grano grueso	Cantos alargados con orientación preferente	Conglomerado rico en cuarzo
Mármol		No foliada	Medio a grueso	Granos de calcita o dolomita entrelazados	Caliza, dolomía
Cuarcita			Medio a grueso	Granos de cuarzo fundidos, masiva, muy dura	Cuarzoarenita
Corneana			Fino	Normalmente, roca masiva oscura con brillo mate	Cualquier tipo de roca
Antracita			Fino	Roca negra brillante que puede mostrar fractura concoide	Carbón bituminoso
Brecha de falla			Medio a muy grueso	Fragmentos rotos con una disposición aleatoria	Cualquier tipo de roca

Cuadro 51: Clasificación de las rocas metamórficas

5.2 Descripción de las rocas metamórficas

A) Rocas Metamorficas Foliadas

PIZARRA

Es una roca metamórfica, homogénea, de grano fino que se divide en láminas delgadas con clivaje de roca apizarrada, producida por el alineamiento de minerales laminados por el metamorfismo regional de bajo grado a partir de una lutita.

Gráf. 94: Vista del aspecto de una pizarra

Composición

Algunos de los minerales arcillosos que componen la lutita original han sido transformados por el calor en clorita y micas que no se pueden distinguir fácilmente a simple vista.

Las pizarras se presentan en una gran variedad de colores, las de color oscuro se debe a que contiene material carbonáceo, donde los compuestos de carbono han cambiado a grafito o a sulfato de Fe.

Importancia económica de las pizarras. - Este tipo de rocas se utiliza en techumbres en los países europeos, en nuestro medio se utiliza muy poco para las fachadas de las casas y edificios.

FILITA

Son rocas foliadas de composición semejante a la de las pizarras, cuyos minerales se presentan con mayor tamaño y son más lustrosos. En las filitas las capas de mica son generalmente lo bastante grandes para distinguirse a simple vista. Cuando la pizarra ha quedado sujeta a temperaturas que sobrepasan de 250º a 300º C, la clorita y los minerales de mica que las componen se desarrollan en hojuelas de mayor tamaño, dando a la roca una característica con clivaje filítico y un brillo sedoso o satinado característico.

Gráf. 95: Vista de una filita

Composición

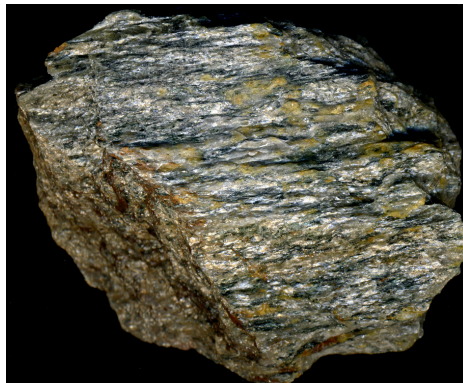
La filita tiene los mismos componentes que la pizarra, pero además pueden tener un mineral nuevo como turmalina o granate de magnesio.

Importancia económica. - Las filitas no tienen aplicación económica en nuestro medio.

ESQUISTO

El término “esquisto” significa exfoliación = esquistocidad. La esquistosidad notable de todos los esquistos se atribuye a la orientación de sus minerales. De las rocas metamórficas, los esquistos ocupan un alto porcentaje.

Hay una gran variedad de esquistos y estos pueden derivar de muchas rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas de bajo grado.

Pero en todos los esquistos la característica fundamental es la presencia clara de hojuelas de algún mineral laminado como la mica, talco, clorita o hematita y también los minerales fibrosos.

Gráf. 96: Vista de una imagen de un esquisto

Composición

Los esquistos contienen frecuentemente grandes cantidades de cuarzo y feldespato y menos de augita, hornblenda, granate, epidota y magnetita. Si en un esquisto predomina la clorita, se denomina esquisto clorítico, y si domina la mica se llama esquisto micáceo, etc.

A continuación, podemos observar el origen de algunos esquistos a partir de rocas preexistentes:

ROCA ORIGINAL	ROCA METAMÓRFICA
Lutita	Esquisto de mica o clorita
Basalto o gabro	Esquisto de hornblenda o biotita
Arenisca impura	Esquisto de cuarzo
Caliza impura	Esquisto calcáreo

Cuadro 52: Determinación de algunos esquistos a partir de rocas preexistentes

Los esquistos tienden a separarse entre los minerales laminados o fibrosos, caracterizándole a la roca con el clivaje esquistoso.

Importancia económica de los esquistos. - Lo mismo que las rocas metamórficas anteriores, este tipo de roca carece de interés práctico. Sin embargo, algunas clases de esquistos pueden ser utilizados para la sub-base y el lastrado de las carreteras.

Anfibolita

Está compuesta principalmente por hornblenda y plagioclasa. Presenta cierta foliación y alineamiento debido al paralelismo de los granos de hornblenda. Pueden presentar una coloración verdosa, grisácea o negra, de grano grueso y contienen a veces minerales de epidota, augita verde, biotita y almandita. Se forman por el metamorfismo regional de grado medio a alto, a partir de rocas ígneas ferromagnesianas y algunos sedimentos calcáreos impuros.

Gráf. 98: Vista de una muestra de anfibolita

Importancia económica. - Las anfibolitas generalmente están ligadas con yacimientos de cobre. A veces se utiliza como material ornamental.

Estas rocas metamórficas, especialmente las foliadas se encuentran formando parte de algunas formaciones geológicas de la corteza terrestre. Aquí en el Ecuador, especialmente en la Región Sur, los afloramientos más importantes tenemos en la Serie Zamora de la Formación Chiguinda, donde abundan filitas, pizarras, anfibolitas, esquistos, gneisses, cuarcitas, etc. Existen muchas formaciones geológicas metamórficas en el Ecuador.

GNEISS

Roca metamórfica con una presentación en franjas de grano grueso formado por metamorfismo regional y a veces por el metamorfismo de contacto. En todo caso, el metamorfismo regional causante de la formación de esta roca es de alto grado. Esta roca se reconoce con facilidad por su aspecto bandeado. Su clivaje es menos pronunciado que en los esquistos. Los gneiss derivados de rocas ígneas (granito, gabro, diorita) se llaman **ortogneises** y cuyos minerales se disponen en capas paralelas, el cuarzo y los feldespatos alternan con los ferro-magnesianos.

Cuando el gneiss es formado a partir de rocas sedimentarias se llama **paragneiss**, como la grauwaca, en la que las bandas de cuarzo y feldespato alternan gradualmente con capas de minerales laminados o fibrosos como la clorita, mica, grafito, hornblenda, kianita, estaurolita y la wollastonita.

Algunos autores al gneiss lo clasifican como roca metamórfica bandeada o poco foliada

Gráf. 97: Vista de una imagen de un gneiss

Composición

Como se ha mencionado antes, los gneiss están constituidos generalmente por cuarzo, feldespatos, clorita, micas (biotita y muscovita), grafito, hornblenda, kianita, estaurolita, wollastonita, entre otros.

Importancia económica de los gneiss.- en nuestro medio esta roca no tiene aplicación ninguna, sin embargo, en los países europeos se la utiliza para losas y techos de las casas.

b) Rocas metamórficas bandeadas o poco foliadas

Existen además otras rocas metamórficas poco conocidas en nuestro medio, pero para conocimiento general, les presento algunas de ellas:

Granulitas, producto del metamorfismo regional, son foliadas o masivas, de color blanco a gris, parduzco, de grano fino a grueso.

Gráf. 99: Vista de una muestra de granulita

Charnickita, se forma por el metamorfismo regional, es gruesamente foliada y masiva.

Gráf. 100: Vista de una muestra de charnickita

Eclogita, producto del metamorfismo regional, poco alineada y masiva, de color verde moteada de rojo, de grano grueso, a veces con porfidoblastos o fenocristales de granate.

Gráf. 101: Vista de una muestra de eclogita

Migmatita, producto del metamorfismo regional, más o menos esquistosas a masivas y granudas.

Gráf. 102: Vista de una migmatita

Milonita, se forma por el metamorfismo de dislocación, alineadas pobremente.

Gráf. 103: Vista de una muestra de milonita

Diatexita. Se forma por el metamorfismo regional a partir de rocas arcillosas y arenosas, de muy diverso color con capas claras y oscuras de grano medio a grueso, algunas veces con grandes fenocristales de feldespato potásico.

Gráf. 104: Vista del aspecto de la diatexita

c) Rocas metamórficas no foliadas o masivas

CORNEANAS U HORNFELSAS

Son rocas generalmente de estructura masiva, compuestas por mosaicos granoblásticos muy finos, muchas veces afaníticos. Las corneanas son típicas de los contactos con los cuerpos ígneos. Es decir, son formadas por el metamorfismo de contacto.

Gráf. 105: Vista del aspecto de una corneana

MÁRMOL

Es una roca metamórfica calcárea cristalina formada por el metamorfismo de contacto de la caliza o dolomía. No presenta clivaje. Difieren de la roca original porque tienen granos minerales más grandes, y es más compacta que la caliza y su porosidad se ha reducido por presión y recristalización; la dirección cristalográfica de la calcita en el mármol es casi paralela, no presenta foliación porque los granos tienen el mismo color y el alineamiento no es visible. El mármol puro es blanco pero las impurezas pueden dar gran variedad de tonalidades (rojos, amarillos o pardos). Los mármoles negros están coloreados por material bituminoso, los verdes por diópsida, hornblenda, etc. Los rojos por óxidos de Fe, limonita. En algunos mármoles se encuentran granates y a veces rubíes.

Gráf. 106: Ejemplar de una muestra de mármol

Importancia económica del mármol. - El mármol se utiliza como material ornamental para adornar las fachadas y pisos de las casas y edificios, en la construcción de monumentos, etc.

CUARCITA

El metamorfismo de las areniscas ricas en cuarzo forma la roca cuarcita. Los granos de cuarzo de la arenisca original se ligan firmemente entre sí por la entrada de sílice en sus espacios porosos. Una superficie rocosa de cuarcita tiene aspecto vítreo y fractura

concoidal. No presenta foliación y se distingue de la arenisca por que la cuarcita no tiene espacios porosos y al romperse lo hace a través de los granos de arena que los compone y no alrededor de ellos como lo hace la arenisca. Se forma por el metamorfismo de contacto de cualquier grado. Su textura sólo se reconoce en el microscopio petrográfico, incluido el laminado. La cuarcita pura es blanca, pero por impurezas puede tener varios colores. Como minerales tenemos: feldespato, moscovita, clorita, circón, turmalina, granate, biotita, epidota, hornblenda e ilmenita.

Gráf. 107: Vista de una muestra de cuarcita

Importancia económica de la cuarcita. - A la cuarcita se la utiliza como material de construcción por su alta dureza, en razón de que está constituida casi totalmente de gránulos de cuarzo muy cementados.

SKARN

Es un término escandinavo que significa "desecho o escombro". Originalmente fue usado por los mineros para referirse a las masas de silicato de Fe de grano grueso que se presentan como zonas bien definidas en contactos entre mármol y rocas plutónicas. En la actualidad su aplicación se extiende a las zonas de silicatos y cal en general.

Gráf. 108: Vista de una muestra de skarn

Estas rocas se forman comúnmente en el contacto entre rocas intrusivas y masas carbonatadas como calizas y dolomías; consecuentemente los skarns son rocas de silicatos de cal muy ricas en silicatos de Fe.

Estas rocas tienden a ser mineralógicamente simples y aún mono-minerales. Entre las rocas mono-minerales más comunes están las que contienen esencialmente hedembergita, actinolita, grosularia, diópsida, wollastonita. La calcita puede formar gran parte de esta roca o puede estar totalmente ausente. Los silicatos comunes que forman la masa de algunos skarns son la forsterita, la tremolita, grosularia, andradita, epidota, wollastonita, la esfena y la vesubianita. Menos comunes son los feldespatos de potasio, la biotita, la rodonita, la condrodita, escapolita, axinita, grafito, rodocrosita, hematita y apatita.

El metamorfismo de alto grado de estas rocas calcáreas es señalado por la presencia de wollastonita, monticelita y algunos minerales raros como la larnita y la nerwinita.

Composición

Por la mineralogía de los skarns es evidente que durante el piro-metasomatismo de las rocas calcáreas iniciales han sido introducidas grandes cantidades de Fe, Mg, Al, Si y sustancias volátiles.

Importancia económica del skarn. - Es muy importante porque contiene minerales valiosos como el oro. Es el caso de los yacimientos skárnicos de Nambija, en la provincia de Zamora Chinchipe.

REFERENCIAS

Castro D. Antonio, PETROGRAFÍA BÁSICA, 1989, Edit. Paraninfo S.A., Madrid-España.

Chávez William, ROCAS ÍGNEAS, 1986, Edit. Universidad Estatal de Guayaquil, Guayaquil-Ecuador.

Hernández Margarita, CURSO DE PETROGRAFÍA, 1992, UNL, Loja-Ecuador.

Huang Walter T. Ph.D., PETROLOGÍA, 1991, Edit. Limusa, Barcelona – España.

Segura Soto Rafael, INTRODUCCIÓN A LA PETROGRAFÍA, 1981, Edit. Pueblo y Educación, La Habana Cuba.

Whitten D. G. A. y Brooks J. R. V., DICCIONARIO DE GEOLOGÍA, 1980, Edit. Alianza, Madrid-España.

SOBRE LOS AUTORES

HERNÁN LUIS CASTILLO GARCÍA, oriundo de la ciudad de Loja- Ecuador, se graduó en el año de 1997 como Ingeniero de Minas en la Universidad Nacional de Loja - Ecuador, se especializo mediante una maestría en Ingeniería Ambiental y Seguridad Industrial en la Universidad Nacional de Piura- Perú, en el año de 2012, tiene un Doctorado en Ciencias Ambientales por la Universidad Nacional de Piura, Perú en el año 2014, Docente de la Universidad Nacional de Loja, 1102815444 https://orcid.org/0000-0002-5706-0130

LUIS ALFONSO ANGAMARCA LLIGUIN, Doctor en Ciencias de la Educación, Mención Enseñanza de la Física. ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DE CHIMBORAZO, ECUADOR. - Licenciado en Geología. UNIVERSIDAD TÉCNICA PARTICULAR DE LOJA, ECUADOR. - Tecnólogo de Minas. UNIVERSIDAD NACIONAL DE LOJA, ECUADOR. Docente de la Universidad Nacional de Loja en los años 2005-2014, Técnico Responsable del Laboratorio de Química de la Facultad de la Energía, las Industrias y los Recursos Naturales No Renovables, UNL., Técnico Responsable del Laboratorio de Mineralogía y Petrografía de la Facultad de la Energía, las Industrias y los Recursos Naturales No Renovables, UNL.

FABIÁN RICARDO OJEDA PARDO, nació en la provincia de Loja, cantón Calvas, Cariamanga en el año de 1987, se graduó como Ingeniero en Minas en el año de 2013, Máster en Metalurgia en el año 2014, y cursando en la actualidad el doctorado en Ciencias Técnicas en la Mención de Geología. Como parte de mi formación profesional e realizado varios cursos de postgrados en el área de Pedagogía, Gestión de Empresas, Geología, Minas, Metalurgia, Petróleo, Seguridad Industrial y Medio Ambiente. Ha participado en varios seminarios congresos y eventos nacionales e internacionales. Cuento con varios artículos científicos publicado y otros en proceso de aceptación para su publicación en revistas indexadas, dentro de mi experiencia laboral e trabajo en empresas nacionales e internacionales dentro de Ecuador y Cuba en el campo Académico, Minero, Metalúrgico y Petrolero. Docente de la Carrera de Ingeniería en Minas en la Escuela Superior Politécnica del Chimborazo adicional a ello me encuentro en la investigación de temas relacionados con los depósitos de relaves. https://orcid.org/0000-0002-5706-0130

DAVID ISAAC CUENCA GUALAN, Ingeniero en Geología y Minas, por la Universidad Técnica Particular de Loja, Máster en Cambio Global: Recursos Naturales y Sostenibilidad, por la Universidad de Córdoba-España, ex docente de la Carrera de Geología ambiental y Ordenamiento Territorial de la Universidad Nacional de Loja, Docente Escuela Superior Politécnica de Chimborazo - Sede Morona Santiago, Miembro Grupo de Investigación de Recursos Mineros e Ingeniería Estructuras, Metamorfismo, Petrografía, Petrología, Rocas, Texturas. Structures, Metamorphism, Petrography, Petrology, Rocks, Textures. Estruturas, Metamorfismo, Petrografia, Petrologia, Rochas, Texturas. https://orcid.org/0000-0002-5706-0130

Ano 2021

www.atenaeditora.com.br
contato@atenaeditora.com.br
@atenaeditora
www.facebook.com/atenaeditora.com.br

INTRODUCCIÓN A LA PETROGRAFÍA

Ano 2021

www.atenaeditora.com.br
contato@atenaeditora.com.br
@atenaeditora
www.facebook.com/atenaeditora.com.br

INTRODUCCIÓN A LA PETROGRAFÍA